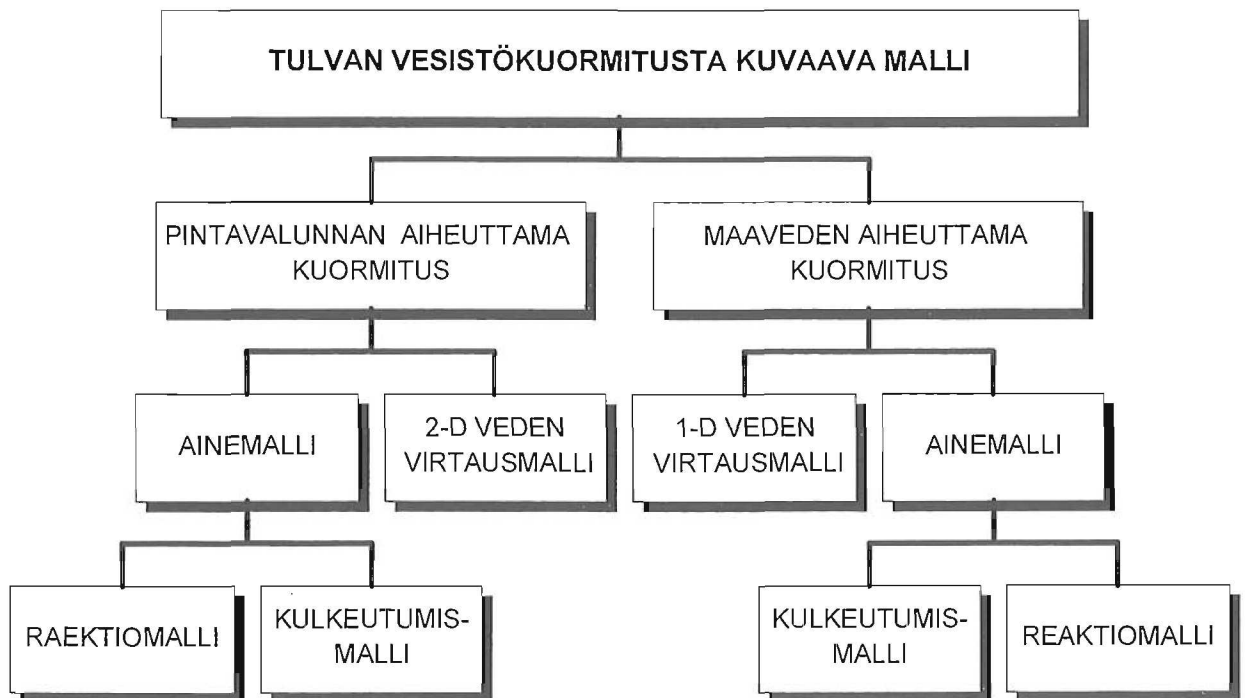


48

Ismo Tiainen, Timo Laitinen ja Titta Schultz

Tulvan aiheuttaman
vesistökuormituksen
mallintaminen

Tulvan aiheuttaman vesistökuormituksen mallintaminen



Sisällys

Johdanto	5
Osa I Kirjallisuuskatsaus	7
1 Tulvan vaikutus maaperän ominaisuuksiin .	9
2 Typpi	11
2.1 Typen kierto	11
2.2 Huuhtoutuminen	15
3 Fosfori	18
3.1 Fosforin kierto	18
3.2 Huuhtoutuminen	20
4 Kiintoaine	22
4.1 Prosessit	22
4.2 Huuhtoutuminen	24
5 Tutkimusmenetelmät	28
5.1 Ainetase	28
5.2 Eroosion ja sedimentaation alueellinen jakautuminen	30
5.3 Typen ja fosforin kemialliset reaktiot maaperässä	31
6 Hajakuormituksen mallintaminen	33
6.1 Yleistä	33
6.2 Hajakuormitusmallin rakenne	34
6.3 Esimerkkejä hajakuormitusmalleista	35
7 Johtopäätökset	38
Osa II Matemaattinen malli	41
Kirjallisuus	94
Kuvailulehdet	98

Johdanto

Keskustelu tulvan aiheuttaman vesistökuormituksen suuruudesta on aaltoillut aikojen kuluessa välillä voimakkaampana ja välillä heikompana. Kysymys nousee esille, kun vertaillaan maatalouden tulvasuojelulla saatavia hyötyjä ja haittoja.

Aihetta on Suomessa aikaisemmin tutkittu Kyrönjoen tulva-alueilla (esim. Mansikkaniemi 1985, Lundsten ym. 1991). Kuitenkaan yksiselitteistä vastausta kysymykseen, tuoko vai viekö pellolle nouseva tulva ravinteita, ei saatu. Myöskään yleisesti sovellettavia työkaluja eri tulvasuojeluhankkeiden kuormitusvaikutusten arvioimiseksi ei tehdyillä tutkimuksilla pystytty luomaan.

Ongelman ratkaisemiseksi aloitettiin vuonna 1991 vesi- ja ympäristöhallituksen toimesta projekti, jonka tarkoituksena oli luoda tai löytää matemaattinen, yleiskäyttöinen malli tulvan vesistökuormituksen simuloimiseksi.

Työn ensimmäisessä vaiheessa kartoitettiin sen hetkinen tietämyksen taso ja mallinnuksen tila ja kerättiin tietoa mallin kehitystä varten. Kartoituksen perusteella todettiin nimen omaan tulvan kuormitukseen liittyvän tutkimuksen olevan melko vähäistä. Myöskään sellaisenaan käyttökelpoisia malleja ei löytynyt. Tästä syystä päätettiin ryhtyä mallin kehitystyöhön.

Mallin kehittämistä varten valittiin koealueeksi Vöyrin kunnassa virtaavan Vöyrinjoen tulva-alue (Långforsin tulva-alue). Esiselvityksen mukaan alueella esiintyi tulvia säännöllisesti, ja suunniteltujen mittauksen järjestämisen kannalta alue oli ihanteellinen.

Odotuksista huolimatta alueella ei esiintynyt tulvia. Vuonna 1993 laadittiin väliraportti, jossa esitettiin työn alussa tehdyn kirjallisuuskatsauksen tulokset, mallin sen hetkinen matemaattinen kuvaus sekä tarkennettu tutkimussuunnitelma. Vuonna 1994 laadittiin päivitetty raportti mallin matemaattisesta kuvauksesta sekä esitettiin mallin kalibroittavien parametrien herkkyysanalyysin tuloksia. Mallilla simuloitiin kuvitteellista tulvaa Vöyrinjoella.

Vuoden 1994 alkupuolella aloitettiin keskustelut tutkimuksen siirtämisestä uudelle alueelle. Parhaaksi vaihtoehdoksi osoittautui peltoalue Nummenjoen ja Pusulanjoen yhtymäkohdassa Turuntien varressa noin 60 km Helsingistä Turkuun. Lähtötietojen keruu ja mittalaitteiden asennus toteutettiin kesän ja syksyn aikana. Ensimmäinen merkittävä tulva, josta saatiin aineistoa mallin kehitystä ja kalibrointia varten, nousi pelloille keväällä 1995.

Suoritettujen analyysien ja simulointien perusteella Nummenjoen tulva-alue osoittautui liian pieneksi, jotta tulva-alueen vaikutus kokonaiskuormitukseen olisi erottunut. Merkittäviä eroja tutkimusalueelle tulevien ja sieltä poistuvien ainepitoisuuksien tai ainemäärien välillä ei havaittu. Havaintoaineistoa ja mallin kalibrointia sekä herkkyysanalyysiä esiteltiin elokuussa 1995 valmistuneessa raportissa. Tulosten analysoinnin perusteella havainnointi keskeytettiin ja siihen astinen tietämys ja aineisto päätettiin koota yksiin kansiin.

Vaikka projektin alkuvaiheessa valmistunut kirjallisuuskatsaus kaipaisi jo päivitystä, on se kuitenkin haluttu esittää tässä raportissa. Katsaus sisältää varsin perusteellisen kuvauksen tulvan kuormitukseen vaikuttavista tekijöistä ja auttaa ymmärtämään matemaattisen mallin kuvausta. Kirjallisuuskatsauksen ja matemaattisen mallin lisäksi raportissa on esitetty Nummenjoelta kerätyn aineiston analysoinnin ja simulointien tulokset. Lisäksi on pohdittu mallin ja koko projektin jatkotarvetta ja -mahdollisuuksia.

Projektia on johtanut Titta Schultz Suomen ympäristökeskuksesta. Työtä ohjaamassa ovat olleet myös Markku Maunula silloisesta vesi- ja ympäristöhallituksesta sekä Ari Mäkelä Suomen ympäristökeskuksesta.

Kirjallisuuskatsauksen ja loppuraportin on laatinut DI Ismo Tiainen Oy Vesi-Hydro Ab:sta. Mallin kehittämisestä ovat vastanneet Ismo Tiainen ja Ins. Timo Laitinen samoin Oy Vesi-Hydro Ab:sta.

Havainnoinnin suunnittelussa ja toteutuksessa olivat työn ensimmäisessä vaiheessa mukana silloisesta Vaasan vesi- ja ympäristöpiiristä (nyk. Länsi-Suomen ympäristökeskus) Pertti Sevola, Jyrki Laitinen, Anselm Lassus, Ulf Höglund ja Jouko Nisula. Tutkimusalueen siirryttyä Uudenmaan ympäristökeskuksen alueelle havainnoinnista ovat vastanneet Leena Villa, Jori Hellgren ja Tarmo Nieminen Uudenmaan ympäristökeskuksesta. Jyrki Laitinen Länsi-Suomen ympäristökeskuksesta on jatkanut asiantuntijana projektissa vielä sen siirryttyä Uudenmaan ympäristökeskuksen alueelle. Maaperä- ja vesianalyysijä on projektin kuluessa tehty Länsi-Suomen ympäristökeskuksen, Pohjois-Pohjanmaan ympäristökeskuksen sekä Uudenmaan ympäristökeskuksen laboratorioissa.

Merkittävän panoksen havainnoinnin toteutukseen ja lähtötietojen keruuseen ovat antaneet projektin alkuvaiheessa Vöyrin tulva-alueen läheisyydessä asuvat Gunnel ja Alf Stålberg ja projektin siirryttyä Nummenjoelle Pekka Hiidenheimo ja Sirkka-Liisa Ahlos.

Osa I

Kirjallisuuskatsaus

Tulvan vaikutus maaperän ominaisuuksiin

Tulva vaikuttaa maaperän kemiallisiin reaktioihin estämällä normaalin kaasujen vaihdon maan ja ilman välillä. Maan fysikaaliset ominaisuudet muuttuvat mururakenteen hajoamisen ja liettymisen seurauksena. Seuraavassa on kuvattu lähinnä maan happipitoisuuden pienenemisen seurauksena maassa tapahtuvia muutoksia, jotka selittävät typen ja fosforin reaktioita tulvan peittämässä maassa. Tiedot pohjautuvat pääosin Mikkelsenin (1987) ja Bohnin ym. (1985) artikkeleihin.

Maahuokosten täyttyessä vedellä hapen siirtyminen maahan hidastuu ja mikro-organismien toiminnan seurauksena sen määrä maassa vähenee. Esimerkiksi riisipelloilla happi loppuu maasta lähes kokonaan 6-24 tunnissa veden peitettyä maan. Vesikerroksen alle maan pintakerrokseen muodostuu happipitoinen vyöhyke, jonka paksuus vaihtelee parista millimetristä yhteen senttimetriin. Tulvavedessä oleva happi siirtyy vedestä rajapinnan happipitoiseen kerrokseen. Kerroksessa tapahtuu aerobisia biologisia prosesseja ja eri ionit kuten esimerkiksi SO_4^{-2} , NO_3^- , Fe^{+3} ja Mn^{+4} esiintyvät hapettuneessa muodossa.

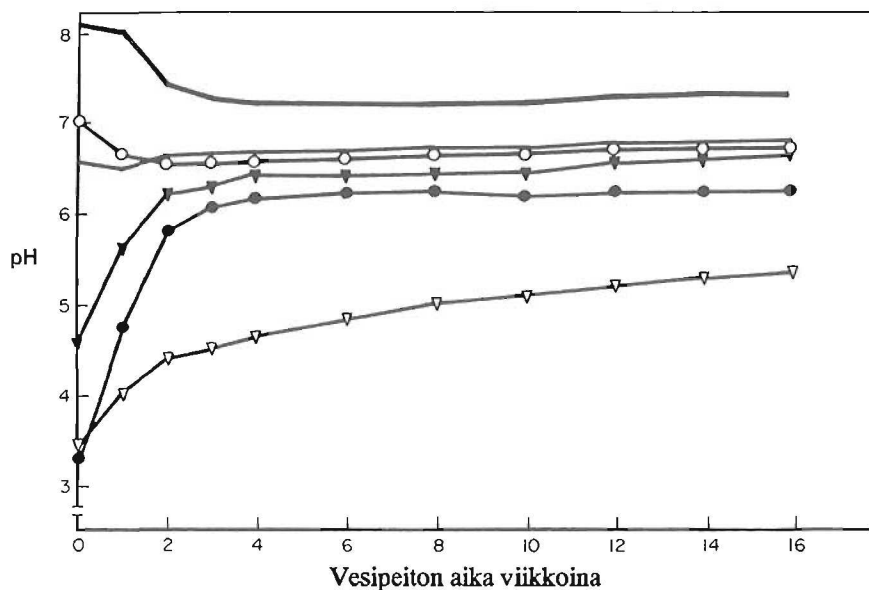
Välittömästi happipitoisen vyöhykkeen alapuolella maan happipitoisuus laskee jyrkästi. Määrä on riippuvainen hapen diffuusion ja kulutuksen suhteesta. Hapettomissa olosuhteissa aerobit mikro-organismit kuolevat tai asettuvat lepotilaan. Vastaavasti anaerobit mikro-organismit aktivoituvat.

Vesipeiton seurauksena hapettoman maakerroksen redox-potentiaali laskee nopeasti. Hapettomassa maassa se on +400 mV tai suurempi. Jos pelkistymistä tapahtuu runsaasti, potentiaali laskee -300 millivolttiin.

Hapetus-pelkistysreaktiossa happi on voimakkain hapettava aine, ts. se ottaa vastaan tehokkaimmin elektroneja. Hapettomassa maakerroksessa anaerobit organismit pystyvät jatkamaan hajotusta hyödyntämällä muita elektronien vastaanottajia. Redox-potentiaalille on ominaista, että sen arvo pysyy tietyissä rajoissa, kunnes määrätty pelkistettävä aine loppuu. Tämän jälkeen potentiaali pienenee uudelle tasolle ja heikompien elektronien vastaanottajien pelkistyminen alkaa. Hapen jälkeen seuraavaksi vahvin hapettava on nitraatti. Sen pelkistyminen tapahtuu, kun redox-potentiaali on noin +220 mV. Kun nitraatti on kokonaan pelkistynyt, redox-potentiaali putoaa ja Mn^{+3} -, Mn^{+4} - ja Fe^{3+} -hydroksidit pelkistyvät Mn^{+2} - ja Fe^{+2} -muotoon. Näiden pelkistyneiden muotojen liukoisuus on suurempi kuin hapettuneiden. Jos pelkistymiä aineita on vähemmän kuin elektroninluovuttajia, redox-potentiaali laskee -150 mV asti ja sulfaatti pelkistyy S^{2-} -muotoon. Kun sulfaatti on pelkistynyt, mikro-organismit käyttävät hyväksi orgaanisiin yhdisteisiin sitoutunutta energiaa pelkistämällä H^+ - ja H_2 -vetyä sekä muuttamalla käymisen avulla orgaanista ainesta CO_2 -muotoon, orgaaniseksi hapoksi ja alkoholiksi. Mikäli pelkistyminen jatkuu, orgaaninen aine muuttuu CH_4 -muotoon, kun redox-potentiaali on -250 mV - -300 mV.

Sekä emäksisen että happaman maan pH-arvo kasvaa vesipeiton seurauksena. Tämä johtuu siitä, että anaerobin hajoamisen seurauksena hiilidioksidin osapaine maassa kasvaa. Lisäksi pH:ta muuttavat raudan pelkistyminen kolmiarvoisesta kaksiarvoiseksi, ammoniumtypen kertyminen maahan ja sulfaatin muuttuminen sulfidiksi.

Tulvan seurauksena maanesteen ionipitoisuus kasvaa, saavuttaa maksimiarvon kun pelkistyminen on voimakkainta ja pienenee tämän jälkeen. Happamissa tai vähän happamissa maissa huonosti liukenevien Fe^{3+} ja Mn^{4+} pelkistyminen liukenevampaan muotoon selittää ionipitoisuuden kasvun. Neutraaleissa ja emäksisissä maissa Ca^{2+} ja Mg^{2+} lisäävät pitoisuutta. Orgaaninen aine lisää raudan, kalsiumin ja magnesiumin liukoisuutta.



Kuva 1. pH:n muutos eri maalajeilla vesipeiton seurauksena (Ponnamperuma 1972).

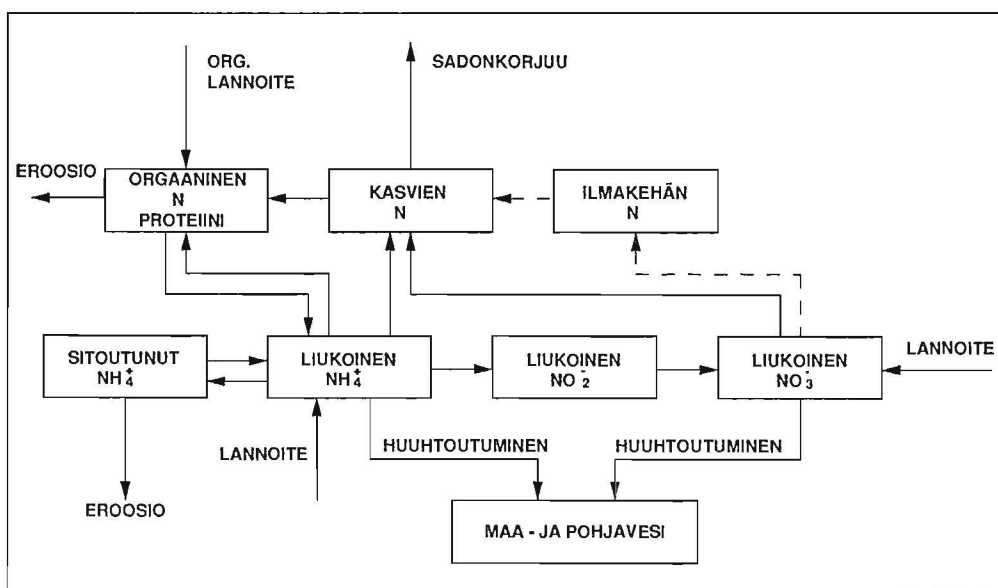
2.1 Typen kierto

Useimmat kasvit tarvitsevat typpeä enemmän kuin mitään muuta ravinnetta, sen kulutus vaihtelee 60 - 300 kg/ha/a. Suomen pelloille levitetään vuosittain keskimäärin 100 kg typpeä ja peltojen aiheuttamaksi typpikuormitukseksi on arvioitu 7,6 - 16 kg/ha/a (Rekolainen 1989).

Typen reaktiot maassa ovat monimutkaisia ja kulkeutumistavat vesistöön vaihtelevat. Sen reaktioita tulvan peittämällä pellolla on tutkittu pääasiassa riisin viljelyssä (esim. Azam 1990; Singh ym. 1990 ja Freney ym. 1990). Koska mikrobit ovat mukana useimmissa typen reaktioissa, lämpötila, maan kosteus ja happipitoisuus vaikuttavat voimakkaasti sen reaktioihin (Novotny ym. 1981).

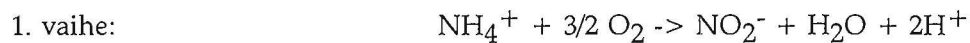
Prosessia, jossa orgaaninen typpi muuttuu nitraattitypeksi, kutsutaan mineralisaatioksi. Päinvastaista prosessia kutsutaan immobilisaatioksi.

Suurin osa maan timestä on orgaanisessa muodossa ja vain pieni määrä kasveille käyttökelpoisena nitraattina (NO_3^-) ja ammoniumina (NH_4^+). Sopivissa olosuhteissa ammoniumtyppi (NH_4^+) voi pidäytyä maahan. Jos happea on riittävästi, nitrifikaatiobakteerit hapettavat sen nitraatiksi. Reaktiota kutsutaan nitrifikaatioksi. Nitraatti ei pidäty maahiukkasiin, vaan jää liukoiseen muotoon alttiiksi huuhtoutumiselle.



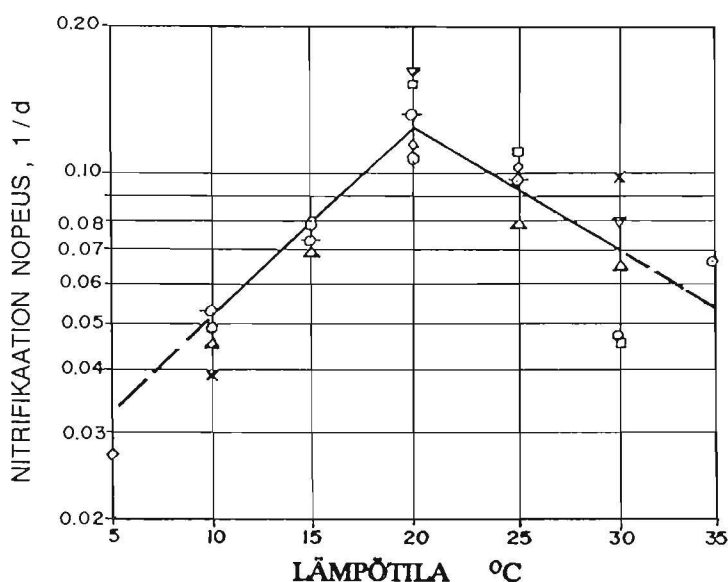
Kuva 2. Typen kierto pellolla.

Nitrifikaatio voidaan esittää seuraavasti.

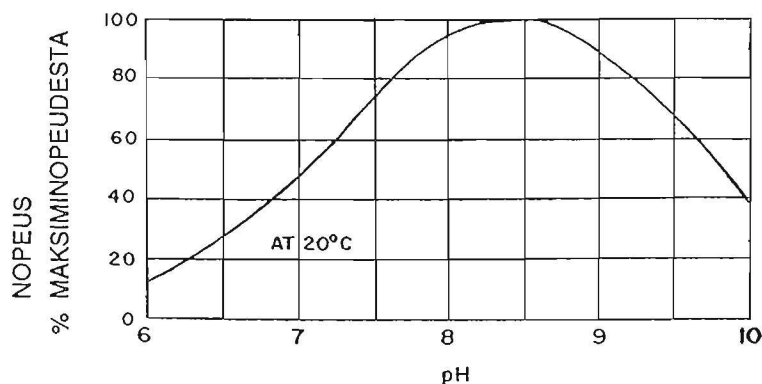


Nitrifikaation optimilämpötila on 22 °C ja reaktionopeus laskee nopeasti optimin molemmiin puolin. Stanfordin ym. (1973, ref. Krenkel ja Novotny 1980) mukaan nopeus pienenee merkittävästi, kun lämpötila laskee alle +10 °C.

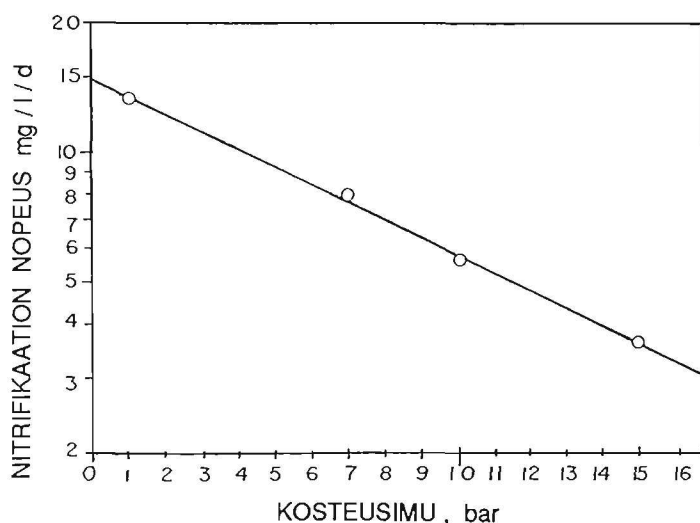
Myös maan pH ja kosteuspitoisuus vaikuttavat nitrifikaation nopeuteen (kuvat 4 ja 5). Bohn ym. (1985) mukaan nitrifikaatio on hidasta, jos maan pH on alle 5,5.



Kuva 3. Nitrifikaation nopeuden ja lämpötilan välinen yhteys (Krenkel ja Novotny 1980)



Kuva 4. Nitrifikaation nopeuden ja pH:n välinen yhteys (Novotny ja Chesters 1981).



Kuva 5. Nitrifikaation nopeuden ja maaperän kosteuden välinen yhteys (Novotny ja Chesters 1981).

Koska nitrifikaatiobakteerit tarvitsevat kosteutta voidakseen toimia, nitrifikaation nopeus laskee maan kuivuessa. Maan toistuvan kastumisen ja kuivumisen on havaittu lisäävän nitrifikaatiota. Esimerkiksi Campbellin ym. (1974) tutkimuksessa 70-90 % maan pintakerroksen nitraatista syntyi toistuvan kastumisen ja kuivumisen seurauksena.

Liukoisien typen huuhtoutumisriski on suurin karkeilla, hyvin vettä läpäisevillä mailla. Hyväkuntoisessa maassa typpi pyrkii muuttumaan liukoiseen muotoon riippumatta siitä, onko se peräisin maan luontaisista varoista, lannoitteesta, lannasta tai kompostista. Esimerkiksi Ruotsissa on arvioitu, että pelloilta vesistöön huuhtoutuvasta tyypestä 90 % on nitraattia (Bergström ym. 1987).

Kun maan happipitoisuus pienenee maan kastumisen seurauksena, anaerobit bakteerit pelkistävät nitraatin ja reaktiossa vapautuu typpikaasua. Reaktiota kutsutaan denitrifikaatioksi. Goulding ym. (1990) tutkimuksessa denitrifikaation kautta typpeä haihtui laboratoriossa optimiolosuhteissa savimaalta 30 - 40 kg/ha/d. Pellolla samalla maalajilla typpeä haihtui 0,1 kg/ha/d.

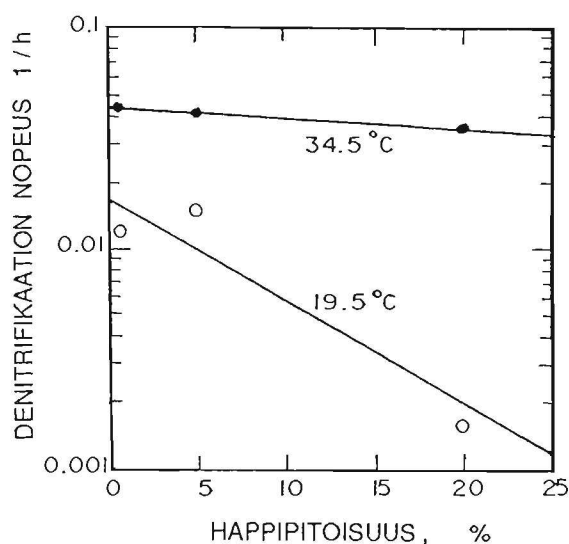
Stevensonin (1986) mukaan denitrifikaation optimiolosuhteet ovat:

- Maan huono kuivatus. Maan kosteuspitoisuus vaikuttaa sen happipitoisuuteen ja sitä kautta denitrifikaatioon. Reaktiota ei käytännössä tapahdu, kun maan kosteus on pienempi kuin kaksi kolmasosaa sen vedenpidätuskyvystä.
- Lämpötila on +25 °C tai korkeampi. Reaktio hidastuu voimakkaasti lämpötilan laskiessa alle +25 °C ja pysähtyy lämpötilassa +2 °C.

- Maan happamuus on lähellä neutraalia. Denitrifikaatiobakteerit eivät siedä korkeaa vetyionikonsentraatiota. Mikäli maan pH on alhainen, denitrifikaatiobakteereja on maassa vain vähän ja reaktiomäärä on merkityksettömän pieni.
- Maassa on riittävästi helposti hajoavaa orgaanista materiaalia. Orgaanisella aineella on merkitystä maan pintakerroksessa.

Ponnamperuman (1972) mukaan denitrifikaation todennäköisyyttä maassa kuvaa parhaiten sen redox-potentiaali. Kun maa peittyy veden alle, sen redox-potentiaali laskee ensimmäisten päivien aikana minimiin, josta se kuitenkin nousee maalle ominaiseen arvoon 8-12 viikossa, mikäli tulva jatkuu. Ponnamperuman tutkimuksissa happaman maan nitraattipitoisuus oli korkea, kun sen potentiaali ylitti 0,35 V. Kun potentiaali alitti 0,32 V, nitraattia ei maassa enää ollut. Mikkelsenin (1987) mukaan nitraatin pelkistymistä tapahtuu, kun potentiaali saavuttaa 0,22 V.

Denitrifikaation ansiosta huonosti vettä läpäisevässä maassa typen huuhtoutuminen voi pienentyä. Typpikuormituksen pienentäminen säätösalaojituksella perustuu osittain denitrifikaation lisäämiseen. Lisäksi kuormitusta pienennetään lisäämällä haihduntaa sekä ajoittamalla purkautuvat vesimäärät siten, että veden laatu on paras mahdollinen. Keväällä pohjavedenpinta pidetään alhaalla, jotta kylvötyöt saadaan tehdyksi suotuisissa olosuhteissa. Kasvukauden aikana valuma pelloilta estetään settipatojen avulla ja ennen sadonkorjuuta pelto kuivataan pohjavedenpintaa laskemalla. Ympäristön kannalta pellon kuivattaminen juuri ennen sadonkorjuuta ei ole kovinkaan haitallista, koska kesän aikana kasvusto on käyttänyt valtaosan maassa olevasta liukoisesta typestä. Sadonkorjuun jälkeen



Kuva 6. Denitrifikaation nopeuden ja maan happipitoisuuden välinen yhteys (Novotny ja Chesters 1981).

syksyllä valumat estetään nostamalla settipatojen kynnyskorkeutta. Talven aikana pohjavedenpinta lasketaan alas kevätkylvöjä varten. Järvien perustuotannon ollessa talviaikaan minimissään valuman lisääminen ei aiheuta niin suurta riskiä kuin keväällä. USA:ssa tehdyissä tutkimuksissa säätösalaojitus on pienentänyt kokonaistypen huuhtoumaa 50 % perinteiseen salaojitukseen verrattuna (Skaggs ja Gilliam 1981; Karvonen ja Aarrevaara 1991; Ahonen 1991).

Orgaanisen typen mineralisaatio pysähtyy tulvan peittämässä maassa hapen puutteeseen. Tästä syystä ammoniumia kerääntyy anaerobiseen maahan (Reddy ym. 1990). Mikäli lämpötila on suotuisa, maa ei ole liian hapan tai käyttökelpoisen fosforin pitoisuus pieni, muuttuu lähes kaikki mineralisoituviissa oleva typpi ammoniumiksi noin kahdessa viikossa tulvan alkamisesta (Ponnamperuma 1972; Foth 1984). Mikkelsenin (1987) mukaan ammoniumia saattaa huuhtoutua vedellä kyllästyneestä maasta enemmän kuin kuivasta, koska pelkistyneet rauta ja mangaani syrjäyttävät sitoutuneita ammoniumkationeja, jolloin ne voivat vapaasti huuhtoutua.

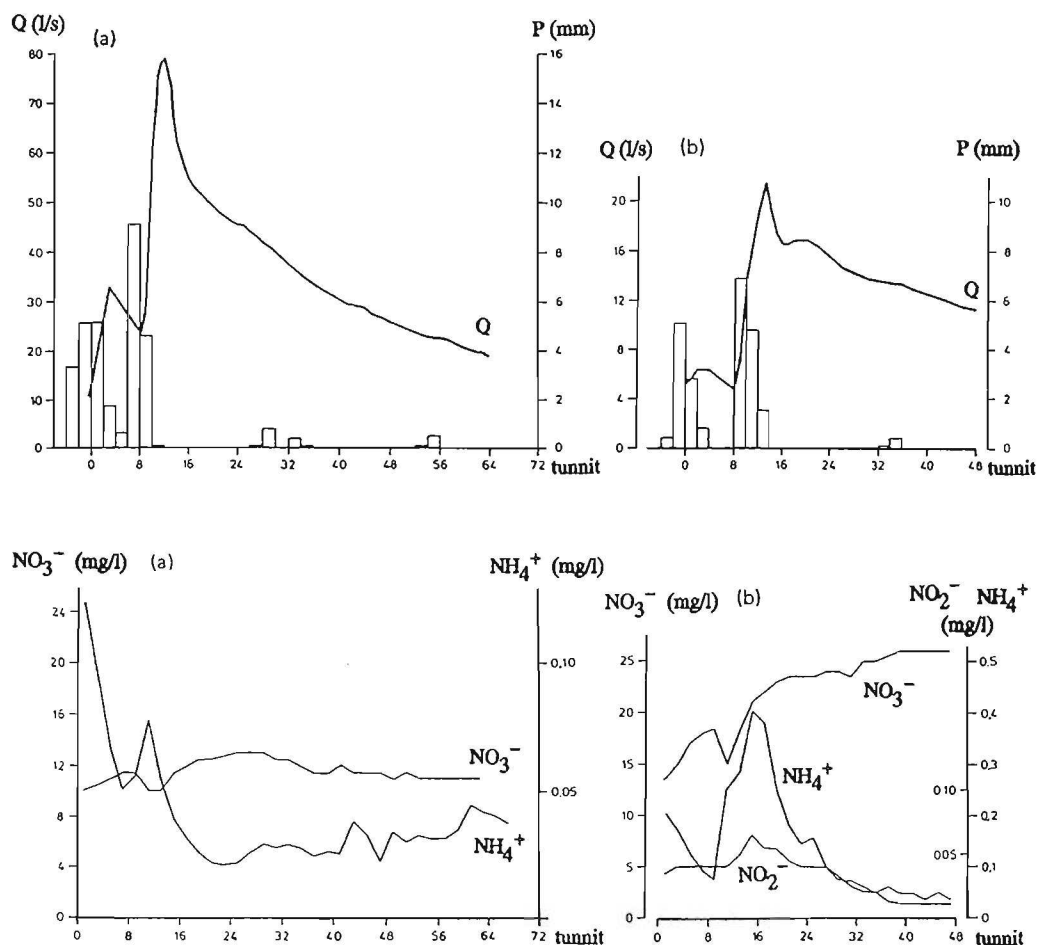
Emäksisessä maaperässä ammoniumtyppi voi muuttua kaasumaiseksi NH_3 -typeksi ja haihtua ilmakehään. Tutkimuksissa haihtuvan typen määrä on vaihdellut 3..50 % lannoitteena annetun ammoniumtypen tai urean määrästä. Lannoitteen multaaminen pienentää haihduntaa runsaasti. Etenkin riisipelloilla olosuhteet NH_3 :n haihdunnalle ovat suotuisat, koska tulvan vaikutuksesta maan pH lähenee neutraalia ja tuuli veden pinnalla lisää haihtumista. Haihtuminen jää pieneksi, mikäli ammoniumtyppi sitoutuu savimineraaliin tai orgaanisiin kolodeihin (Stevenson 1986).

2.2 Huuhtoutuminen

Wallingin ja Webbin (1982) mukaan valuman ja veden nitraattipitoisuuden välillä ei ole havaittavissa selvää yhteyttä. Kuitenkin useissa tutkimuksissa on havaittu käänteinen riippuvuus: kun virtaama kasvaa, niin liukoisena olevan typen pitoisuus pienenee ja virtaaman pienentyessä pitoisuus kasvaa. Esimerkiksi Lundstenin ym. (1991) tutkimuksessa uomasta mitattu tulvaveden typpipitoisuus oli korkeimmillaan sulamisen alussa ennen tulvaa. Schulte-Wülwer-Leidigin ym. (1983) mukaan ilmiö johtuu pienestä valumasta ja siitä, että sulamisvesi huuhtelee suuren määrän typpeä paljailta pelloilta ennen tulvan nousua. Todennäköisempi selitys Lundstenin ym. (1991) havainnolle on se, että suuri osuus valumasta ennen tulvaa oli peräisin maa- ja pohjavedestä, jossa typpeä oli liukoisessa muodossa.

Brinkmanin (1983) mukaan liukoisen aineen suuri pitoisuus valumavedessä aliveden aikana osoittaa sen olevan peräisin maa- ja pohjavedestä.

Valuman kasvaessa laimentavan veden määrä kasvaa ja valuman typpipitoisuus pienenee. Esimerkiksi Mansikkaniemen (1985) tutkimuksessa veden typpipitoisuus normaalitulvan aikana vaihteli 11-14 mg/l ja suurtulvan aikana 5-10 mg/l. Myös Schulte-Wülwer-Leidig ym. (1983) havaitsivat nitraattipitoisuuden laskevan tulvahuipun aikana.



Kuva 7. Typen eri muotojen ja virtaaman välinen yhteys kahden eri tulvan (a ja b) aikana (Schulte-Wülwer-Leidig ym. 1983)

Tulvan laskiessa veden typpipitoisuus jälleen kasvaa laimennuksen pienentyessä ja maa- ja pohjavedessä olevan typen saavutettua vesistön (Brinkmann 1983). Schulte-Wülwer-Leidigin ym. (1983) tutkimuksessa kevätvaluman laskuvaiheessa nitraattipitoisuus alueelta, jonka pellot olivat pääosin salaojitettuja, nousi arvoon 13 mg/l, mikä oli 2,5 mg/l suurempi aliveden aikana mitattuun pitoisuuteen verrattuna. Valuman nitraattipitoisuus sellaiselta alueelta, jonka pellot eivät olleet salaojitettuja, saavutti arvon 26 mg/l, mikä oli 3 mg/l suurempi kuin alivirtaaman aikana mitattu pitoisuus.

Ammoniumin pitoisuuden muutos tulvavedessä noudattaa valuman muutoksia (Schulte-Wülwer-Leidigin ym. 1983). Tämän selittää ammoniumin sitoutuminen kiintoaineeseen, jonka pitoisuus on voimakkaasti riippuvainen valumasta.

Lundsten ym. (1991) havaitsivat joen typpikuorman kasvavan 25 km pituisen tulva-alueen vaikutuksesta. Kuitenkin tulvaveden seisottaminen pengerrysalueella viisi päivää pienensi sen typpikuormaa 23-39 %. Selityksenä lienee se, että osa tuestä on sedimentoitunut ammoniumtyppinä ja osa on saattanut denitrifikaation seurauksena haihtua. Todennäköisesti denitrifikaatio on ollut vähäistä alhaisen lämpötilan seurauksena. Mansikkaniemen (1985) tutkimuksessa typen huuhtouma tulva-aikana oli suurimmillaan keskimäärin 116,1 t/d (17,3 kg/ha/d) ja jopa 3000 t (447,8 kg/ha) tulvakautena. Arvoista ei voida erottaa tulva-alueen ulkopuolelta

tulevaa typen määrää, mutta Mansikkaniemen (1985) mukaan tulvaveden korkea typpipitoisuus peltoalueella osoitti suuren osan tyyppisestä tulevan pelloilta. Schulte-Wülwer-Leidig ym. (1983) totesivat nitraattikuorman lisääntyvän voimakkaasti valuman kasvaessa ja jäävän korkealle, vaikka valunta pienenikin. Vastaavaan tulokseen päätyivät Grünewald ja Wernecke (1982) sekä Walling ja Webb (1982, ref. Schulte-Wülwer-Leidig ym. 1983).

3

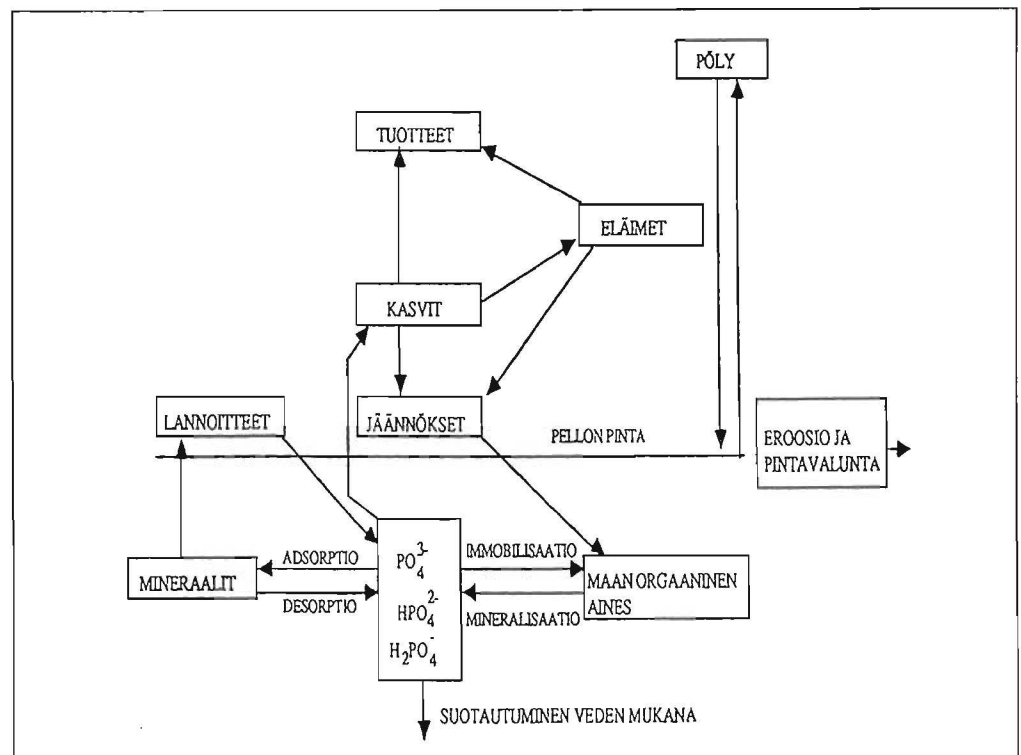
Fosfori

3.1 Fosforin kierto

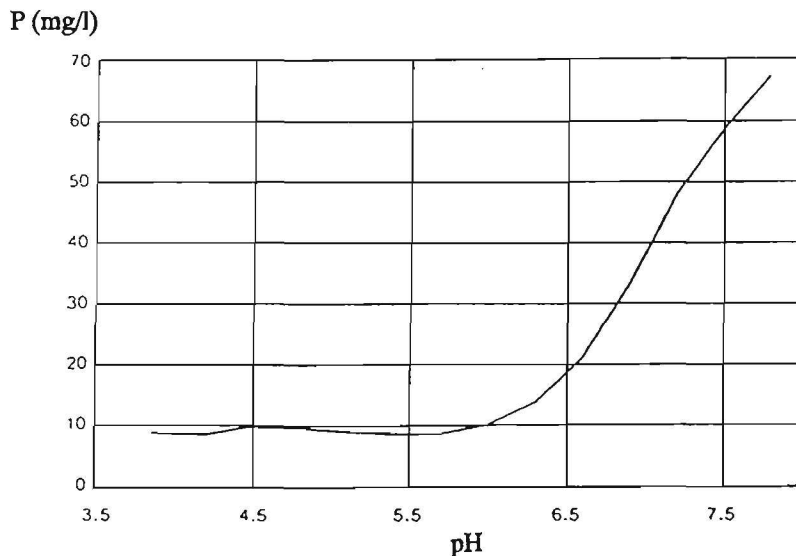
Luonnossa fosfori esiintyy ortofosfaattianionina (PO_4^{3-}), joka voi olla epäorgaanisessa tai orgaanisessa muodossa. Kaikki orgaaninen fosfori on lähtöisin kasvien ja orgaanisen biomassan jäännöksistä. Epäorgaanisen fosforin primäärinen lähde on apatiitti.

Kasvit ottavat fosforia maanesteestä fosforihapon anioneina i. fosfaatti-ioneina (H_2PO_4^- ja HPO_4^{2-}) 10 - 30 kg/ha/a. Koska vain pieni osa maan fosforista on kasveille käyttökelpoisissa muodoissa, pelloille levitetään fosforia lannoitteena keskimäärin 30 kg/ha/a. Se osa fosforista, jota kasvit eivät käytä ja joka ei varastoidu maahan huuhtoutuu veden mukana: peltojen synnyttämäksi fosforikuormitukseksi on maassamme arvioitu 0,9 - 1,7 kg/ha/a (Rekolainen 1989).

Toisin kuin nitraatti, fosfaatti ei huuhtoudu helposti veden mukana vaan pidättyy saveen ja orgaaniseen ainekseen. Pidättyminen on voimakkaasti riippuvainen maan pH:sta.



Kuva 8. Fosforin kierto pellolla.



Kuva 9. Liukoisen fosforin pitoisuus eri pH-luokissa (Kähäri ym. 1987)

Happamissa maissa fosfori reagoi rauta- ja alumiini-ionien kanssa (Novotny ym. 1981). Adsorptiopintoina toimivat maahiukkasten alumiini- ja rautaoksidit, joiden määrästä pidättymisen tehokkuus pitkälti riippuu. Koska pidättäviä oksideja syntyy maassa rapautumisen lopputuotteena, niitä on hienojakoisissa kivennäismaissa runsaammin kuin karkearakeisissa maalajeissa. Tisdalen ja Nelsonin (1975, ref. Tiainen 1989) mukaan maan fosforinsitomiskyky on suoraan verrannollinen sen savespitoisuuteen. Kivennäismailla tehokas pidättäminen vähentää liukoisen fosforin huuhtoutumista, mutta samalla sen käyttökelpoisuus kasveille vähenee (Hartikainen 1990).

Fosforin käyttökelpoisuutta happamassa maassa voidaan parantaa kalkituksella. Se lisää orgaanisessa muodossa olevan fosforin mineralisoitumista ja liukoisten fosforiyhdisteiden määrää maassa. Kalkitus ei kuitenkaan aina lisää kasveille käyttökelpoisen fosforin määrää. Esimerkiksi Hartikainen (1983) havaitsi vesiliukoisen fosforin määrän pienenevän runsaasti orgaanista ainetta sisältävässä karkeassa hietamaassa kalkituksen seurauksena. Syynä tähän oli orgaaniseen ainekseen sitoutuneen tai polymeroituneen alumiinin fosforinsitomistaipumuksen lisääntyminen kalkituksen seurauksena. Emäksisessä maassa fosfori reagoi kalsiumin kanssa.

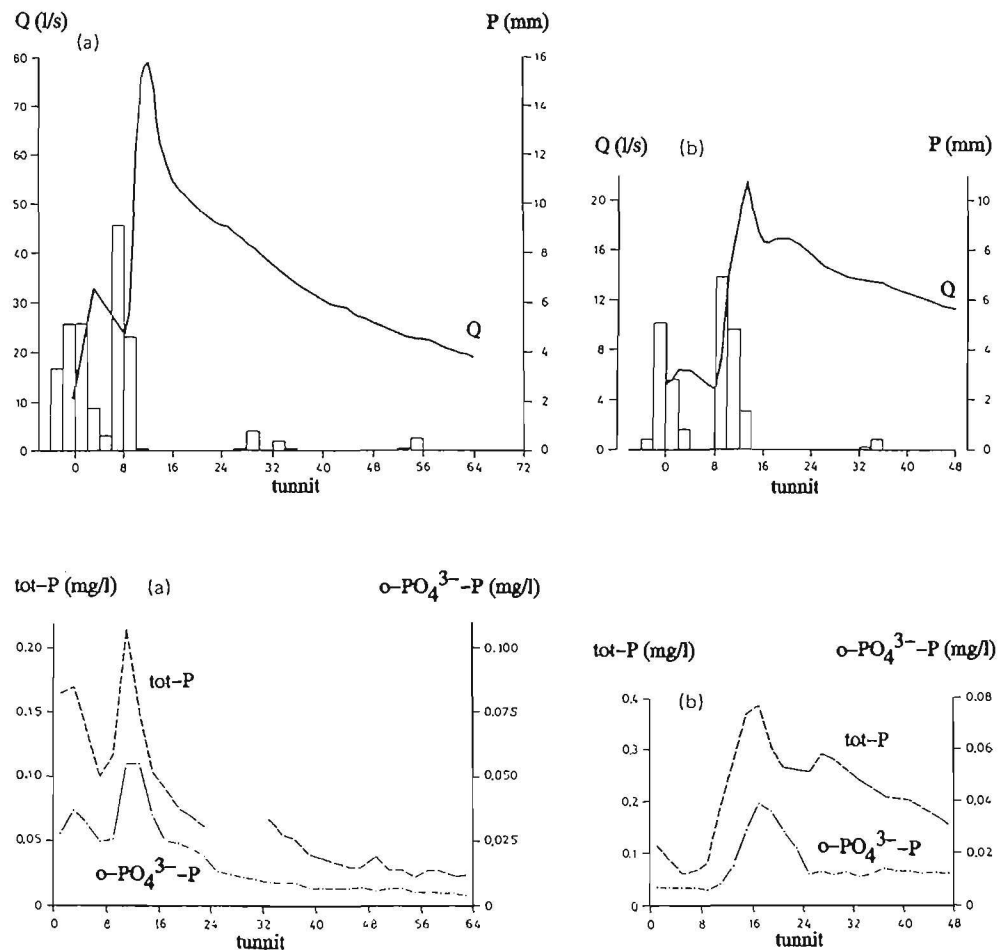
Happipitoisuuden pienenemisen vaikutusta peltomaan fosforin liukenemiseen on tutkittu varsinkin riisinviljelyalueilla. Tulokset osoittavat liukoisen fosforin pitoisuuden kasvavan yhdessä Fe^{2+} -ionin konsentraation kanssa, eli fosforin liukeneminen johtuu ferrifosfaatin pelkistymisestä (Hartikainen 1979). Järvissä on havaittu fosforia liukenevan veteen jopa 10 cm syvyydeltä pohjasedimentistä, kun happikato on kestänyt 2 - 3 kuukautta (Wetzel 1975)

Myös maan fosforipitoisuus vaikuttaa fosforin sitoutumiseen: mikäli maa on kyllästynyt fosforilla, sitoutumista ei voi tapahtua ja ylimääräinen aines jää liukoiseen muotoon (White 1979). Toisaalta Hartikainen (1983) havaitsi kokeissaan ravinnesuolojen lisäyksen pienentävän vesiliukoisen fosforin määrää maassa. Hartikaisen (1979) mukaan on mahdollista, että kosteus ja lämpötila vaikuttavat pidättymiseen epäsuorasti säätelemällä maan biologista aktiivisuutta.

3.2 Huuhtoutuminen

Tulvaveden fosforipitoisuus seuraa virtaaman vaihteluja. Esimerkiksi Lundstenin ym. (1991) tutkimuksessa kevättulvan fosforipitoisuus oli korkeimmillaan virtaamahuipun aikana. Saman ilmiön havaitsivat Schulte-Wülwer-Leidig ym. (1983) ja Sharpley ym. (1976). Mansikkaniemen (1985) mittauksissa veden fosforipitoisuus vaihteli poikkeuksellisen suuren tulvan aikana 0,3-0,5 mg/l ja normaalitulvan aikana 0,25-0,40 mg/l.

Syynä korkeaan fosforipitoisuuteen virtaamahuipun aikana on eroosio sekä vähäinen sedimentoituminen. Lukuisat tutkimukset osoittavat että suurin osa vesistöön pelloilta kulkeutuvasta fosforista on sitoutunut kiintoainekseen (esim. Brink ym. 1979; Bengtson ym. 1984 ja 1986; Brink ym. 1984; Ulén 1982 ja 1985; Mills ym. 1985; Gustafson 1982; Pekkarinen 1979; Mansikkaniemi 1982). Eroosio kohdistuu voimakkaimmin maan pienimpiin hiukkasiin, jotka puolestaan pidättävät tehokkaimmin fosforia. Eroosion myötä maan kyky pidättää fosforia heikkenee ja liukoisien fosforin huuhtouma saattaa lisääntyä. Kuitenkaan salaojien kautta ei ole havaittu huuhtoutuvan merkittäviä määriä fosforia (Bengtson ym. 1984 ja 1986; Bottcher ym. 1981).



Kuva 10. Fosforin eri muotojen ja virtaaman välinen yhteys kahden eri tulvan (a ja b) aikana (Schulte-Wülwer-Leidig ym. 1983)

Jokioisissa savimaalla suoritetuissa tulvituskokeissa havaittiin fosforilannoitteen multaamisen vähentävän huuhtoutumista tulvaveteen selvästi (Saarela 1989). Vastaavasti Brink ym. 1979,1984; Gustafson ja Torstensson 1984 sekä Baker ym. 1983 (ref. Tiainen 1989) havaitsivat pintavalunnan synnyttämän fosforikuormituksen olevan suurimmillaan, kun lannoite jätettiin pellon pintaan ja pienenevän voimakkaasti, kun lannoite sekoitettiin peltomaahan. Saarela (1989) havaitsi ajan pitenemisen levityksestä tulvan alkuun pienentävän kuormitusta. Juuri ennen tulvitusta pintaan levitetyistä lannoiterakeista fosforia liukeni tulvaveteen runsaasti maan ominaisuuksista riippumatta. Hartikaisen (1990) mukaan maaperä luovuttaa tulvan vaikutuksesta fosforia liuosfaasiin, koska maa-aines pyrkii ylläpitämään ympäröivässä liuoksessa tiettyä fosfaattipitoisuutta. Vaikka tulva lisäisikin liukoisen fosforin huuhtoutumaa, kiintoaineeseen sitoutuneen fosforin mahdollinen sedimentoituminen saattaa vähentää kokonaiskuormaa. Lisäksi Saarelan (1989) tutkimuksessa savi pystyi sitomaan suuren osan liuenneesta fosforista uudelleen parin viikon aikana.

Turvemaissa fosfori pidättyy huonosti, koska niissä on vähän adsorboivia yhdisteitä. Lisäksi orgaaniset anionit heikentävät fosforin sitoutumismahdollisuuksia, sillä ne kilpailevat fosfaatin kanssa samoista pidättymispaikoista. Esimerkiksi Jokioisissa suoritetuissa tulvituskokeissa havaittiin, ettei edes lannoitteen matala multaus turvemaalla estä fosforin siirtymistä maata peittävään veteen (Saarela 1989)

Lundsten ym. (1991) havaitsivat joen fosforikuorman pienenevän tulvan vaikutuksesta, kun tulva-alueen pituus oli noin 25 km. Syynä tähän oli suuri sedimentoitumismäärä. Kun tulvavettä seisotettiin pengerrysalueella, sen fosforikuorma pieneni 60-70 %.

4

Kiintoaine

4.1 Prosessit

Mansikkaniemen (1982) arvion mukaan pelloilta vesistöön päätyy vuosittain 1000 - 7000 kg/ha (noin 0,5 mm maakerros) kiintoainetta. Maanviljelyn kannalta määrällä ei ole suurta merkitystä, mutta ongelmia aiheuttaa kiintoaineen mukana kulkeutuva fosfori, joka saattaa rehevöittää vesistöjä.

Maa-aineksen irtoaminen, kulkeutuminen ja sedimentoituminen ovat riippuvaisia toisistaan. Suurinta mahdollista hienoainemäärää, jonka vesi pystyy kuljettamaan, kutsutaan veden kuljetuskapasiteetiksi. Jos veden hienoainepitoisuus ylittää kuljetuskapasiteetin, tapahtuu sedimentoitumista. Vastaavasti eroosiota voi tapahtua vain jos veden hienoainepitoisuus on sen kuljetuskapasiteettia pienempi (Foster ym. 1985).

Veden aiheuttaman eroosion suuruuteen vaikuttavat tekijät voidaan jakaa sitä synnyttäviin voimiin ja niiden tehoa ja määrää sääteleviin olosuhteisiin. Edellisiin kuuluvat sade ja sateen, lumen sulamisen tai tulvan synnyttämä pintavalunta. Jälkimmäiseen kuuluvat mm. maaperän ominaisuudet, peltojen sijainti, muoto ja koko, viljelytekniikat, kasvillisuus ja lämpötila. Olosuhteet ovat sidoksissa toisiinsa ja eroosiota synnyttävät tekijät muuttavat niitä.

Morfologia

Pellon kaltevuus vaikuttaa eroosion määrään kasvattamalla pintavalunnan nopeutta ja sitä kautta eroosiota. Esimerkiksi Free ja Bay (1969) havaitsivat eroosion olevan lähes 30 kertaa suurempi hiesupellolla, jonka kaltevuus oli 16,8 % verrattuna vastaavaan peltoon, jonka kaltevuus oli 4,7 %.

Maaperä

Maaperän eroosioherkkyyttä kutsutaan erodoituvuudeksi. Maapartikkelin koolla on maalajin eroosionvastustuskykyyn sekä välillinen että välitön vaikutus: jos oletetaan maapartikkelin olevan tiheydeltään vakio ja pallon muotoinen, sen massa kasvaa suhteessa halkaisijan kolmanteen potenssiin ja samassa suhteessa vaikeutuu sen irtoaminen virtaavan veden vaikutuksesta. Toisaalta mitä pienempiä maahiukkaset ovat sitä suurempi maan ominaispinta-ala on ja sitä lujemmin hiukkaset sitoutuvat toisiinsa, jolloin niiden kyky vastustaa eroosiota lisääntyy. Maan eroosioresistanssi on siten yksittäisten vastustuskykyjen summa. Vähiten erodoituvat maat, joiden partikkelikoko on kyllin pieni, jotta ne

muodostavat tehokkaasti muruja tai maat, joiden partikkeleiden koko ja paino on suuri (Beasley ym. 1984, ref. Tiainen 1989).

Marshallin ja Holmesin (1981, ref. Tiainen 1989) mukaan mururakenne syntyy, kun kerrosrakenteiset savipartikkelit kiinnittyvät toisiinsa elektrostaattisin voimin tai orgaanisen aineen välityksellä. Maan pieneliöstö sekoittaa maata ja muodostaa orgaanisesta aineesta murujen rakennusmateriaalia. Whiten (1979) mukaan orgaaninen aines on tärkein tekijä murujen muodostumisessa, kun maan pH on 5,5-7. Hajoavien kasvinosien lisäksi sitovaa ainetta syntyy kasvavien kasvien juurista erittyvästä geelistä. Juuret edesauttavat murujen syntyä myös sekoittamalla, puristamalla ja kuivattamalla maata. Samalla tavoin routa synnyttää muruja.

Orgaanisen aineksen sitomat murut ovat alttiita mikrobien hajotukselle. Muruja hajottavat myös sadepisaroiden iskut sekä niiden nopea kostuminen: kosteuden edetessä murun sisäosaan sinne jää ilmaa, jonka kasvava paine särkee murun (FAO 1978, ref. Tiainen 1989)

Muokkaus

Muokkausmenetelmällä vaikutetaan maan erodoituvuuteen sekä pintavalunnan määrään ja nopeuteen. Suojamuokkausmenetelmillä tarkoitetaan sellaisia muokkaustapoja, joissa pellon pinnalle jätetään edellisen sadon korjuujäännöksiä yleensä silputtuna. Suorakylvö on viljelymenetelmä, jossa maata ei muokata, pintakerrosta rikotaan ainoastaan sen verran, että siemen saadaan kylvettyä maahan. USA:ssa saatujen kokemusten perusteella noin 20 % korjuujäännöspeitto pienentää eroosion puoleen paljaaseen peltomaahan verrattuna. Korjuujäännösten teho perustuu siihen, että ne suojaavat maata, pienentävät sadepisaroiden iskuja ja veden virtausnopeutta. Lisäksi kuolleet kasvinosat parantavat maan rakennetta, jolloin sen eroosionkestävyys paranee (Tiainen 1989).

Kaltevilla pelloilla voidaan oikealla muokkaussuunnalla pienentää eroosiota. Muokkaussuunta voi vaihdella korkeuskäyrien suuntaisesta kaltevuuden suuntaiseen. Esimerkiksi Dickey ym. (1983) havaitsivat eroosion pienenevän 77 % hiesupellolla, jonka kaltevuus oli 14 %, kun muokkaussuunta muutettiin kaltevuuden suuntaisesta korkeuskäyrien suuntaiseksi. Syynä pieneneemiseen on maan varastotilan kasvu, joka pienentää pintavalunnan määrää sekä virtausnopeuden pieneminen, jolloin veden irroitus- ja kuljetuskapasiteetti pienenevät.

Kasvipeitto

Korjuujäännösten tavoin myös kasvavat kasvit pienentävät pellon erodoituvuutta. Seuraavassa on taulukoitu suhteellisia eroosiomääriä kasvilajeittain kesantoon verrattuna.

Taulukko 1. Pellon kasvipeiton vaikutus eroosioon, kun eroosio paljaalta kesannolta on 1 (Beasley ym. 1984; Zachar 1982, ref. Tiainen 1989).

kasvipeiton laatu	suhteellinen eroosio
kesanto	1
sokerijuurikas	0,85
juuri- ja mukulakasvit	0,50...0,80
syysvilja	0,05...0,35
kevätilja	0,30...0,50
niitty	0,006
1-vuotinen ruoho	0,01...0,05
monivuotinen ruoho	0,005

Taulukon luvut ovat vuotuisia arvoja. Ne osoittavat selvästi kasvien synnyttävän lehvistösuojan ja maata sitovien juurien pienentävän eroosiota. Lisäksi kasvusto vähentää pintavalunnan nopeutta. Kasvillisuuden sitovalla vaikutuksella on suuri merkitys ojien pientareilla, jotka saattavat sortua tai syöpyä virtauksen voimasta.

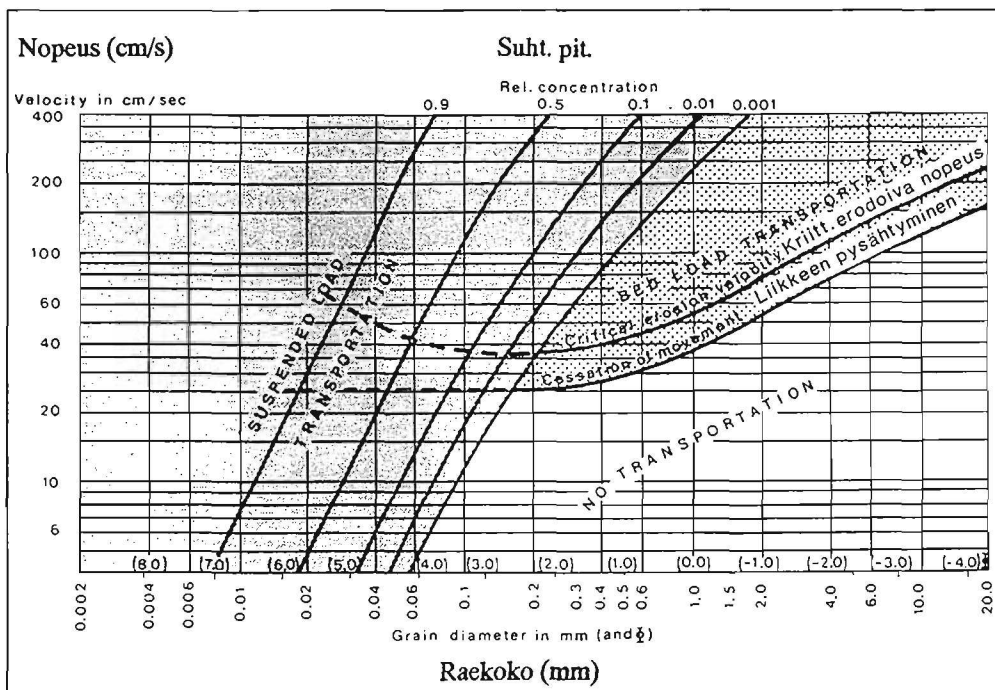
4.2 Huuhtoutuminen

Kiintoaine kulkeutuu vesistössä joko suspensiona vedessä tai pohjaa pitkin liukumalla. Pohjakulkeumasta voidaan erottaa omaksi ryhmäkseen vierimällä tai hyppäyksin tapahtuva partikkeleiden liike.

Veden virtausnopeus on kitkan takia pienin uoman pohjalla, mutta vastaavasti veden kiintoainepitoisuus on siellä suurin. Tästä syystä suuri osa kulkeutuvasta maa-aineen kokonaismäärästä liikkuu pohjan lähellä. Hienoaineen pitoisuusjakauma on vertikaalisuunnassa tasaisempi karkeaan ainekseen verrattuna. Kiintoaineen epätasaisesta jakautumisesta johtuen näytteenotto-menetelmä vaikuttaa kiintoainekulkeuma-arvioihin.

Sundborg (1967) tutki maapartikkeleiden irtoamisen, kulkeutumisen, sedimentoitumisen ja partikkelikoon sekä virtausnopeuden välistä yhteyttä. Tutkimuksen mukaan helpoimmin irtoavat partikkelit, joiden halkaisija on noin 0,2 mm.

Vesistöön päätynyt kiintoaine ei vastaa määrältään eikä laadultaan pellolta erodoitunutta maata, koska matkalla pellolta vesistöön valumavedestä saattaa sedimentoitua tai siihen erodoituu maa-ainesta. Sedimentin kulkeutumista kuvaa DR-luku (delivery ratio), jolla tarkoitetaan yleensä vuositasona pellolta vesistöön asti päätyvän ja pellolla erodoituneen maamäärän suhdetta (Mills ym. 1985).



Kuva 11. Maapartikkeleiden irtoaminen, kulkeutuminen ja sedimentoituminen raekoon ja virtausnopeuden suhteen. Harmaa alue kuvaa suspensiokulkeutumista, pisteytetty alue pohjakulkeutumista. Kulkeutumista ei tapahdu valkoisella alueella (Sundborg 1967, ref. Salo ym. 1985).

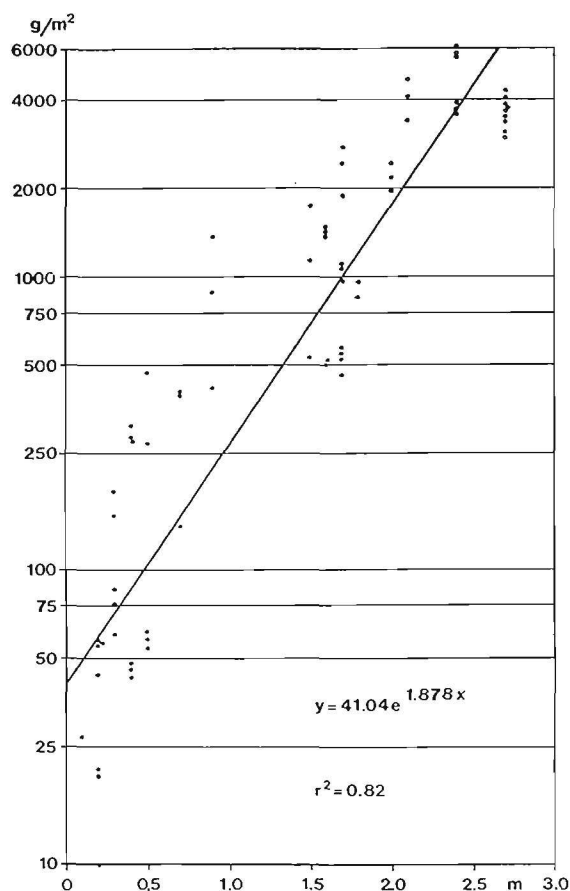
DR-luvun tarkka ennustaminen on osoittautunut miltei mahdottomaksi, koska selvää yhteyttä pellolla tapahtuvan eroosion ja vesistöön päätyvän sedimenttimäärän välillä ei ole. Erityisen vaikeaa sen ennustaminen on lyhyillä ajanjaksoilla esimerkiksi yksittäisen tulvan yhteydessä, mutta vuositasolla voidaan päästä tyydyttäviin tuloksiin (Novotny ja Chesters 1981).

Eroosiomateriaalissa tapahtuvaa hienoaineksen suhteellisen pitoisuuden kasvua alkuperäiseen maa-ainekseen verrattuna kuvaa rikastumisluku ER (enrichment ratio), joka määritellään ko. ainesosan, esim. eroosioaineen savipitoisuuden suhteena alkuperäisen maan savipitoisuuteen. Rikastuminen johtuu siitä, että keveintä ja hienointa materiaalia erodoituu kaikkein eniten ja raskaimmat partikkelit sedimentoituvat helpoiten (Mills ym. 1985).

Tulva-ajan virtaaman ja veden kiintoainepitoisuuden välillä on selvä yhteys: pitoisuus on suuri, kun virtaama on suuri. Esimerkiksi Mansikkaniemen (1985) tutkimuksessa veden kiintoainepitoisuus oli korkeimmillaan 100 mg/l virtaamahuipun aikana, mutta määrä pieneni nopeasti 10-20 mg/l virtaaman pienentyessä. Brinkmann (1983) havaitsi tulvan nousuvaiheen irrottavan uomasta kiintoainetta ja kasvattavan näin valuman kiintoainepitoisuutta. Kiintoaineen pitoisuus valumavedessä noudatti hysteresis-ilmiötä: samaa virtaamaa vastaa tulvan noustessa suurempi kiintoainepitoisuus kuin tulvan laskiessa. Tämä johtuu siitä, että kevättulvan alkaessa veden virtausnopeus kasvaa ja uoman pohjalla ja pellolla oleva irtomainen kiintoaine lähtee liikkeelle. Helposti irtoavan kiintoaineen huuhtouduttua sen pitoisuudet pienenevät. Kuitenkin tulva-ajan lopussa saattaa syntyä roudan sulamisesta johtuva konsentraatiohuippu (Seuna ja Vehviläinen 1986).

Tulvan noustessa uomasta pellolle sen virtausnopeus laskee. Mansikkaniemen (1985) mittauksen perusteella poikkeuksellisen suurenkin tulvan aikana virtausnopeus itse tulva-alueella oli alhainen, veden pinnalla se vaihteli 2 - 10 cm/s. Tästä syystä eroosiota ei pelloilla merkittävästi tapahtunut ja sedimentoituminen oli runsasta. Kun keskimääräinen vesikerroksen paksuus oli suurimmillaan 1,3 m, kiintoainetta sedimentoitui keskimäärin 6000 kg/ha tutkimusalueen sellaiselle osalle, jossa pengkeri esti vapaan virtauksen. Pengereen alapuolella kiintoainetta sedimentoitui keskimäärin 2500 kg/ha vesipeiton ollessa suurimmillaan keskimäärin 1 m. Suurin vedenkorkeus pellolla selitti 83 % havaitusta vaihtelusta. Samalla alueella erisuuruista tulvista sedimentoituvan kiintoaineen määrä vaihteli Mansikkaniemen (1985) tutkimuksessa runsaasti: pienen kevättulvan aikana sedimentoitui ainoastaan 9 % suuremman tulvan määrästä.

Walling ym.(1986) mittasivat kiintoaineen tasetta jatkuvasti puolentoista vuoden aikana Culm-joen tulva-alueella Englannissa. Tulva-alue oli kooltaan 5,5 km². Keskimääräisen tulvan aikana vesisyvyys alueen keskiosissa oli noin 40 cm. Tulva-alueelle sedimentoitui 30 % alueelle tulevasta kiintoainemäärästä. Keskimäärin sedimentoitui 5000 kg/ha vuodessa. Lundstenin ym. (1991) tutkimuksessa veden seisottaminen pengerrysalueella pienensi sen kiintoainekuormaa yli 80 %.



Kuva 12. Vedenkorkeuden ja sedimentoitumisen välinen yhteys Kyrönjoen tulva-alueella (Mansikkaniemi 1985).

Sedimentoituvan aineen raekoko vaikuttaa pellolle jäävän fosforin määrään. Karkein materiaali, jota sedimentoituu eniten, laskeutuu lähimmäksi jokea ja hienoaines kulkeutuu kauemmaksi pelloille. Mansikkaniemen (1985) tutkimuksessa tulvan mukana pellolle tuleva kiintoaine oli niin karkeaa, että sedimentoituminen tapahtui nopeasti eikä tulvan kestolla ollut vaikutusta laskeutumismäärään. Kuitenkin esimerkiksi Wallingin ym. (1986) tutkimuksessa tulvan kesto vaikutti sedimentoitumisen määrään.

Hajakuormitustutkimuksissa käytettäviä tutkimus- ja mittausten menetelmiä on lukuisia. Seuraavassa on keskitytty sellaisiin menetelmiin, jotka saattaisivat tulla kysymykseen nimenomaan tulvan kuormitusvaikutusta tutkittaessa.

5.1 Ainetase

Peltojen hajakuormitus lasketaan yleensä alueen ainetaseen avulla. Ainetaseella voidaan selvittää myös tulvan vaikutus pellon kuormitukseen, kun tunnetaan alueelle tuleva ja sieltä poistuva ainemäärä sekä pellon kuormitus ilman tulvaa.

Ainemäärät lasketaan pitoisuus- ja virtaamamittausten perusteella. Esimerkiksi Lundsten ym. (1991) tarkastelivat Kyrönjoen tulva-alueella typen, fosforin sekä kiintoaineen taseita kahden kevättulvan aikana otettujen vesinäytteiden perusteella. Näytteet otettiin pääuomasta ja yhdestä sivu-uomasta. Samoin Mansikkaniemi (1985) selvitti sedimentoitumista Kyrönjoella vedenlaatonäytteillä. Näytteet otettiin pintavedestä 20 cm syvyydeltä pääuoman kohdalta ja tulvapel-loilta.

Kuormituksen määrään vaikuttavat sekä pitoisuus että vesimäärä yhdessä, pelkästään pitoisuuden perusteella ei voida päätellä kuormituksen suuruutta. Kuormitusarvion suuruuteen vaikuttaa myös laskutapa, yleensä kuormitus lasketaan virtaamalla painotetun pitoisuuskeskiarvon ja laskentajakson keskivirtaaman tulona.

Mikäli tutkittavan aineen pitoisuuden vaihteluväli valumavedessä on laaja ja muutokset tapahtuvat nopeasti, näytteenottotiheyden on oltava suuri luotettavan tuloksen saamiseksi. Riittävä tiheys vaihtelee olosuhteiden mukaan. Pintavalunnasta näytteitä on otettu tiheimmillään kolmen minuutin välein. Uomista näytteiden väli on vaihdellut 5 minuutista viikkoon tai kuukauteen (Sharpley ym. 1976). Kaupin hajakuormitustutkimuksessa vedenlaatonäytteitä otettiin keskimäärin kerran kuussa (Kauppi 1978, 1979, 1984). Rekolaisen (1989) tutkimuksessa näytteitä otettiin keväällä lumen sulamisen aikaan kuudesta viikosta ja syksyllä kuusi näytettä kahden viikon aikana.

Pekkarinen (1979) tutki näytteenottoajankohdan vaikutusta kokonaisfosforin ja nitraattitypen keskipitoisuusarvoihin kevätvalumilla. Tutkimuksessa havaittiin, että jos näytteet otetaan järjestelmällisesti aamuisin kello kahdeksan, päädytään enimmillään 45 % korkeampaan nitraattitypen keskipitoisuusarvoon verrattuna tilanteeseen, jossa näytteet otettaisiin iltapäivisin kello neljä. Kokonaisfosforin kannalta näytteenottohetken valinnan merkitys oli vieläkin suurempi kuin

nitraattitypellä. Optimaalinen näytteenottohetki kokonaisfosforin ja nitraattitypen keskipitoisuuksien laskemisen kannalta ei sattunut samaan aikaan. Keskimäärin paras aika oli valumakäyrän nousuosan puolella välissä sekä sen laskuosan puolella välissä.

Walling ja Webb (1982) selvittivät tarvittavaa näytteenottotiheyttä riittävän tarkkuuden saavuttamiseksi viiden vuoden ajalta kerätyllä nitraatti- ja kiintoainepitoisuuksilla Dart-joella, jonka valuma-alue on 46 km². Näytteitä otettiin tulva-aikana 30 tai 60 minuutin välein ja muuna aikana kuuden tunnin välein. Kiintoaineen pitoisuuden havaittiin muuttuvan valuman vaihtelun mukana, mutta nitraattipitoisuuden ja valuman välillä ei havaittu yhteyttä. Tarkan kuvan saamiseksi pitoisuuden vaihtelusta tarvittiin näytteitä tunnin välein.

Nilssonin (1971, ref. Seuna ym. 1986) mukaan alivirtaamien aikana kiintoainekuormaa määritettäessä riittää näytteenotto viikon tai kahden välein. Ylivirtaamien aikana näytteitä tulisi ottaa vähintään kerran päivässä. Wallingin ym. (1981) mukaan suspendoituneen kiintoaineen vuosikulkeuma-arviossa päästään kahden vuorokauden näytteenottovälillä 70 % tarkkuuteen todellisesta arvosta 95 % todennäköisyydellä. Suurimmat kiintoainepitoisuudet esiintyivät vedessä hyvin lyhyen ajan, Creedy-joessa 100 mg/l 5 % ja yli 1000 mg/l alle 0,05 % kokonaisajasta 1972-1979. Kuitenkin kokonaiskuormasta 50 % syntyi 0,75 %:n ja 80 % 3 % ajallisella osuudella. Dart-joella tehdyssä tutkimuksessa yli 80 % 5 vuoden sedimenttikuormasta huuhtoutui 1 % pituisena aikana kokonaisajasta.

Pekkarinen (1979) arvioi kevätvalunnan aikaisen havaintoaineiston perusteella näytteenottotiheyden vaikutusta kuukauden ainevaluma-arvion tarkkuuteen kahden vuoden mittausten perusteella. Tarkastelussa olivat mukana kokonaisfosfori ja kokonaistyyppi. Tulosten perusteella tietyn prosentuaalisen tarkkuuden saavuttamiseksi vaadittava optimaalinen näytteenottotiheys ei ole sama typelle ja fosforille. Typelle riitti 10-15 % tarkkuuden saavuttamiseksi näytteenotto kerran viikossa. Fosforin osalta vaadittiin samaan tarkkuuteen pääsemiseksi noin kaksinkertainen näytemäärä. Tarvittava näytteenottotiheys eri vuosina ja eri havaintopisteissä oli erilainen.

Tarkin ainekulkeuma-arvio saadaan mittaamalla pitoisuutta jatkuvasti. Kiintoainepitoisuuden jatkuva mittaus perustuu veden sameuden mittaamiseen. Esimerkiksi Walling ym. (1986) tutkivat sedimentoitumista tulva-alueella seuraamalla veden kiintoainepitoisuuden muutosta jatkuvatoimisella optisella sameusmittarilla. Usempien kemiallisten ominaisuuksien jatkuva havainnointi luotettavasti on vaikeaa tai mahdotonta (Harrison ym. 1990).

Ainetaseiden laskemisella ei saada tietoa kuormitukseen vaikuttavien prosessien alueellisesta jakautumisesta, ja esimerkiksi uomassa tapahtuva eroosio tai mittauspisteiden väliin laskeva uoma synnyttävät virhettä tulokseen. Lisäksi tulokseen vaikuttavat voimakkaasti vesitaseen määrittämisessä ja pitoisuusmittauksissa syntyvät virheet. Ero alueelle tulevan ja sieltä poistuvan veden määrässä syntyy mittausvirheistä, imeytymisestä, haihdunnasta tai varastoitumisesta. Pitoisuusnäytteiden ongelmana on niiden edustavuus, ts. onko näyte otettu oikeaan aikaan oikeasta paikasta, jotta todellinen keskiarvo saadaan selville. Ongelma on suuri etenkin kiintoainenäytettä otettaessa, koska erikokoiset rakeet kulkevat uomapoikkileikkauksen eri osissa. Myöskään sameusmittarilla saatu pitoisuusarvo ei vastaa koko poikkileikkauksen pitoisuuskeskiarvoa (Harrison ym. 1990).

5.2 Eroosion ja sedimentaation alueellinen jakautuminen

Sedimentoitumisen tai eroosion alueellista jakautumista tulva-alueella voidaan tutkia merkkiaineen avulla. Esimerkiksi Walling ym. (1986, 1990) ja Ritchie ym. (1990) käyttivät ^{137}Cs -isotooppia, jota on maaperässä 50-luvun lopulla ja 60-luvun alussa tehtyjen ydinkokeiden seurauksena. Ensimmäisen kerran sen laskeumia tutkittiin 1954. Laskeuma saavutti huippunsa 1963-1964 ja lähti sitten nopeasti laskuun ydinkokeiden vähentyessä. Tsernobylin onnettomuus 1986 lisäsi paikoitellen maaperän ^{137}Cs -pitoisuutta, mutta sen osuus jo kertyneestä määrästä on pieni.

Maaperässä ^{137}Cs sitoutuu nopeasti ylimmän kerroksen savimineraaleihin. Tästä syystä sen kulkeutuminen liittyy aina savimineraalin eroosioon, huuhtoutumiseen tai sedimentoitumiseen. Orgaaniseen aineeseen se ei sitoudu.

Menetelmässä on tunnettava kokonaislaskeuma tulva-alueelle. Se määritetään vertailualueen avulla. Maaperän lisääntynyt ^{137}Cs -pitoisuus merkitsee sedimentoitumista ja vastaavasti pienentynyt pitoisuus eroosiota. Merkkiaineen avulla saadaan selville myös sedimentin lähtöalue. Esimerkiksi Pear ym. (1986, ref. Walling ym. 1990) selvittivät uomassa, niityllä ja pellolla tapahtuvan eroosion osuutta sedimenttikuumassa.

Pellolla tapahtuvaa eroosiota voidaan mitata maahan lyötävän tangon ja levyn avulla. Tanko lyödään maahan pienen levyn läpi siten, että levy pääsee liikkumaan kevyesti pystysuunnassa. Levyn laskeutumisesta voidaan mitata levyn alta tapahtuneen eroosion suuruus (Seuna ja Vehviläinen 1986). Erodoitunut maamäärä saadaan selville myös mittaamalla maanpinnan vertikaalisuuntaista muutosta vaaituslaitteen avulla. Kuitenkin korkeuseron perusteella lasketun eroosiomäärän tarkkuus riittää vain pitkäaikaisten tai suurten, nopeasti tapahtuvien muutosten havaitsemiseen, koska maan kosteuspitoisuuden ja lämpötilan muutokset sekä viljelytoimet aiheuttavat tuloksiin virheitä (Zachar 1982).

Tulva-alueelle sedimentoituvan aineen määrää voidaan mitata sedimentaatiolevyillä. Levyt asetetaan maanpinnalle ennen tulvan nousua ja kerätään pois sen laskettua. Wallingin ym. (1986) lisäksi levyjä on käyttänyt mm. Mansikkaniemi (1985) Kyrönjoella. Mansikkaniemi käytti kolmea erityyppistä levyä: yksinkertaisin oli vanerilevy, jonka paksuus oli 9 mm ja ala $50 \times 50 \text{ cm}^2$. Toisessa mallissa levyssä oli ruohon tai sängin kaltaisia harjaksia, joiden korkeus vaihteli 5 - 7 cm. Kolmas näytteenotintyyppi oli muokattua maata jäljittelevä epätasainen kumimatto, jonka koko oli $36,5 \times 52,5 \text{ cm}^2$. Levyjä oli tulva-alueella keskimäärin 2 - 5 neliökilometrillä. Walling ym. (1986) käytti tutkimuksissaan vastaavaa mattoa. Sekä Mansikkaniemen että Wallingin tutkimuksissa levyille sedimentoituneen kiintoainemäärän keskiarvo vastasi pitoisuusmittauksien perusteella laskettua arvoa, mutta sedimentoitumisen alueellinen jakauma oli suuri.

Vaikeuksia sedimentaatiolevyjen käytössä aiheuttaa tulva-alueen heterogeenisyys. Todellisen sedimentoitumismäärän selvittämiseksi tarvitaan suuri määrä levyjä. Ongelmia aiheuttaa myös levyjen siirtyminen tulvan aikana, sedimentin valuminen pois levyiltä sitä irroitettaessa ja kuljetettaessa sekä maan huono kantavuus välittömästi tulvan jälkeen, joka estää niiden keräämisen.

5.3 Typen ja fosforin kemialliset reaktiot maaperässä

Ravinteiden huuhtoutumista maaperässä tutkitaan mittaamalla maakerroksen läpäisemisessä vedessä tapahtuneita ravinteiden laadun ja määrän muutoksia tai analysoimalla maaprofiilista eri syvyyksiltä otettuja maa- tai vesinäytteitä. Esimerkiksi Stuanes ja Enfield (1984) tutkivat fosforin pidättymistä maaperään mittaamalla sen pitoisuusmuutosta liuoksessa, joka virtasi 1,3 cm, 2,6 cm ja 3,9 cm pituisen maapatsaan läpi.

Maavesinäyte voidaan myös imeä suoraan maaperästä huokoisen näytteenotokärjen avulla (Grover ja Lamborn 1970, ref. Goulding 1990; Hanson ja Harris 1975, ref. Goulding 1990). Maaprofiilinäytteet otetaan maaperäkairalla. Esimerkiksi Campbell ym. (1984) tutkivat nitraatin huuhtoutumista keväällä, kesällä ja syksyllä otetuilla profiilinäytteillä. Näytteet otettiin pintakerroksesta 0 - 15 cm ja 15 - 30 cm profiileina ja tätä syvemältä 30 cm profiileina 240 cm syvyyteen saakka. Samoin Kowalenko (1987) tutki typen huuhtoutumista 15 cm profiilinäytteillä 0,9 m syvyyteen asti. Näytteiden halkaisija oli 25 mm. Teknillisen korkeakoulun vesitalouden laboratoriossa tutkittiin typen huuhtoutumista profiilinäytteillä lysimetreissä, joiden pinta-ala oli 10 m² ja syvyys noin 1,5 m. Näytteet otettiin kahden viikon välein (Bärlund 1992). Sippola ja Ylärinta (1985) tutkivat mineraalityypen määrää kokoomanäytteillä neljässä eri profiilissa viidellä koepellolla, joiden suuruus oli 2,2 x 12 m². Ensimmäisen kerroksen (0-20 cm) näyte koottiin ko. pellolta otetusta 20 näytteestä, syvempien kerrosten näytteet koottiin neljästä näytteestä.

Koska suuri osa fosforista kulkeutuu kiintoaineeseen sitoutuneena, sen tutkimus on keskittynyt niiden tekijöiden selvittämiseen, jotka vaikuttavat sen sitoutumiseen ja liukenemiseen. Esimerkiksi Hartikainen (1979) tutki sorptio- ja desorptiokokeilla tekijöitä, jotka säätelevät epäorgaanisen fosforin käyttökelpoisuutta kasveille, erodoituneen maa-aineksen vaikutuksia vastaanottavan vesistön laatuun sekä sedimentin merkitystä vesien fosforitaloudessa.

Inkubaatiokokeissa tutkitaan ravinteiden reaktioita maassa esimerkiksi lämpötilan, vesipitoisuuden tai ajan suhteen. Astiaa, johon näyte on otettu, säilytetään joko laboratoriossa säädellyissä olosuhteissa tai se sijoitetaan takaisin siihen maahan, josta näyte otettiin. Yadwinder-Singh ja Beauchamp (1988) tutkivat typen reaktioita erilaisilla maan kosteuspitoisuuksilla halkaisijaltaan 14 cm muovisylinterissä, joiden pituus oli 13 cm. Vastaavasti Jaakkola ja Ylärinta (1985) tutkivat nitrifikaation estämisen vaikutusta kasvin typenottoon.

Kaasuna maasta poistuvan aineen määrää voidaan tutkia usealla eri menetelmällä. Esimerkiksi denitrifikaation seurauksena haihtuvaa typen määrää mitataan kaasukromatografilla. Massaspektrometrilla voidaan mitata useiden eri kaasujen määrää samanaikaisesti sekä kaasuseoksesta että nesteestä. Boddy ja Lloyd (1990) käyttivät sitä sekä laboratoriossa että kenttäoloissa.

Typen ja fosforin kiertoa ja kulkeutumistapoja voidaan seurata niiden radioaktiivisilla isotoopeilla. Esimerkiksi ¹⁵N-typpeä käytetään denitrifikaation määrän selvittämiseen laskemalla sen tasetta tai määrittämällä sen määrä haihtuvassa kaasussa (Goulding ym. 1990). Fosforin tutkimuksissa käytettyjä radioaktiivisia isotooppeja ovat ³²P ja ³³P (Dighton ym. 1990).

Kenttätutkimusten ongelmana on näytteen ominaisuuksien muuttuminen ennen laboratorioanalyysiä, jolloin näytteen ominaisuudet eivät vastaa todellisuutta. Lisäksi edustavan näytteen saaminen luonnosta on vaikeaa. Liukoisena olevat aineet eivät vajoa tasaisena kerroksena maaprofiilissa, vaan liikkuvat myös ylöspäin sekä vaakatasossa (Campbell ym. 1984; Kowalenko 1987). Esimerkiksi Teknillisen korkeakoulun vesitalouden laboratoriossa 10 m² lysimetristä kahden viikon välein otettujen neljän rinnakkaisnäytteen nitraattipitoisuudet ovat poikenneet toisistaan huomattavasti (Bärlund 1992). Todellisuudessa peltomaa ei ole läheskään yhtä homogeenista kuin lysimetreissä oleva maa.

Hajakuormituksen mallintaminen

6

6.1 Yleistä

Vaikka kiintoaineen ja ravinteiden prosessit peltomaassa ja tulvavedessä tunnetaan, tulvan vaikutusta vesistökuormitukseen kuvaavia malleja ei ole tehty. Hajakuormitusmalleja, jotka ovat sadanta-valuntaprosessin kuvauksia, joihin on liitetty veden laatukomponentti, on runsaasti. Koska tulvan kuormitusvaikutusta mallinnettaessa kuvataan ainakin osittain samoja kiintoaineen ja ravinteiden prosesseja kuin normaaleissa hajakuormitusmalleissa, tässä esitellään lyhyesti tunnetuimmat mallit: Agricultural Chemical Transport Model (ACTM), Agricultural Runoff Management Modell (ARM), Areal, Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation Models (ANSWERS), Cornell Nutrient Simulation (CNS) ja Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems Model (CREAMS).

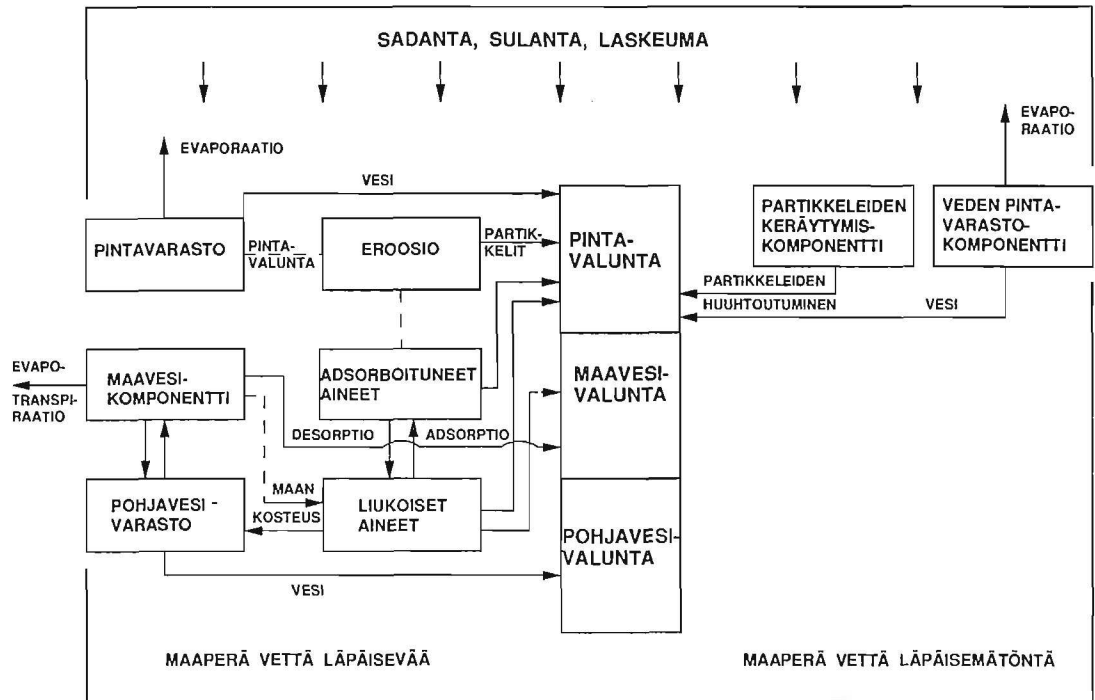
Hajakuormitusmallit ovat perusteeltaan joko konseptuaalisia tai fysikaalisesti perusteltuja malleja. Edellisissä oletetaan, että tiettyä tilavuutta voidaan pitää ominaisuuksiltaan homogeenisena, esimerkiksi koko valuma-aluetta tai suurta osaa siitä käsitellään horisontaalisuunnassa yhtenä tasalaatuisena yksikkönä. Valuma-alueen ajatellaan koostuvan varastoista, joissa vesi virtaa laatikosta toiseen joidenkin sääntöjen mukaan. Karvonen toteaa (1986), että konseptuaalisilla malleilla tehdyillä ennusteilla aineiden kulkeutumisesta valuma-alueella ei liene mitään tekemistä todellisuuden kanssa. Laskettujen ja havaittujen arvojen vastaavuus saattaa olla hyvä, mutta oleellista on se, että lähes samaan lopputulokseen päästään usealla eri parametrikombinaatiolla.

Fysikaalisesti perustellussa malleissa valuma-alue jaetaan sekä horisontaaliseksi että vertikaalisuunnassa pienempiin osiin. Jokaista osaa käsitellään itsenäisenä esimerkiksi maalajiominaisuuksien, kaltevuuden tai kasvillisuuden suhteen. Tällaiset mallit vaativat suuria tietomääriä elementtien ominaisuuksista ja suurta laskentakapasiteettia.

Useimmat hajakuormitusta kuvaavat mallit ovat konseptuaalisia ja yleensä myös fysikaalisesti perustelluissa malleissa joudutaan käyttämään konseptuaalisia osia. Koska hajakuormitusta synnyttävät pellot eivät ole ominaisuuksiltaan homogeenisia, konseptuaalisten mallien kuvauskyky on usein riittämätön. Tietylle alueelle kalibroitu malli soveltuu käytettäväksi vain samalla alueella ja vain kun alueen ominaisuudet pysyvät muuttumattomina. Fysikaalisesti perustelluissa malleissa parametrit on periaatteessa mahdollista mitata suoraan luonnosta, kun konseptuaalisten mallien parametrit on kalibroitava havaintojen perusteella.

6.2 Hajakuormitusmallin rakenne

Kuvassa on esitetty tyypilliseen hajakuormitusmalliin kuuluvat osamallit:



Kuva 13. Hajakuormitusmallin rakenne.

1. Pintavaluntamalli, joka kuvaa pintavalunnan syntymistä. Se sisältää seuraavat komponentit:
 - a) Maan pintavaraston täyttyminen
 - b) Evapotranspiraatio
 - c) Lumen kertyminen ja sulaminen
2. Maa- ja pohjavesimallit, jotka kuvaavat veden virtausta kyllästymättömän vyöhykkeen läpi pohjavesivyöhykkeeseen. Mallit laskevat maan kosteuden infiltraationopeuden, evapotranspiraation ja alempiin kerroksiin suotautuvan vesimäärän perusteella. Koska infiltraatio on funktio maan kosteudesta, laskenta on iteratiivinen prosessi. Mikäli maa- ja pohjavesimalleja ei hajakuormitusmallissa ole, pintavalunnasta infiltroitava vesimäärä määritetään empiirisellä yhtälöllä, esimerkiksi käyränumeromenetelmällä. Useimmiten käytettyjä infiltraatiomalleja ovat Greenin ja Amptin malli, Phillipin malli ja Holtanin malli.
3. Pintavalunnan ja ainevirtauksen osamalli, joka kuvaa pintavalunnan ja sen mukana kulkeutuvien aineiden huuhtoutumista pois valuma-alueelta.
4. Eroosiomalli, joka perustuu useimmiten USLE-yhtälöön (Universal Soil Loss Equation) tai Negevin malliin.

5. Maan adsorptio-desorptio-malli, joka kuvaa ravinteiden, myrkkyjen tms. aineiden reaktioita maassa. Siihen voidaan sisällyttää myös aineiden, esimerkiksi pestisidien tai typen, haihtuminen tai hajoaminen. Eräissä mallissa adsorptio-desorptio-osa on jätetty pois yhdistämällä ravinteiden tms. aineiden konsentraatiot suoraan veden kiintoainekonsentraatioon.

6.3 Esimerkkejä hajakuormitusmalleista

Seuraavassa on esitetty eräitä käytössä olevia hajakuormitusmalleja. Tiedot perustuvat pääosin Novotnyn (1986), Novotnyn ja Chestersin (1981) sekä Haanin ym. (1982) esityksiin.

Areal, Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation - ANSWERS

ANSWER simuloi kuormitusta valuma-alueelta, jossa maanviljely on merkittävin maankäyttömuoto. Se on hydrologinen osa on fysikaalisesti perusteltu ja se soveltuu parhaiten yksittäisten valuntatapahtumien arviointiin.

Mallissa valuma-alue jaetaan tasasivuisiin ruutuihin. Kunkin ruudun vesitase lasketaan jatkuvuusyhtälöllä. Pintavaluntaa syntyy, kun maan varastokapasiteetti on täynnä ja tuleva vesimäärä on suurempi kuin maahan suotautuva. Infiltraation laskenta perustuu Holtanin yhtälöön. Pintavalunnan virtausta ruudusta toiseen kuvataan Manningin kaavalla. Virtaussuunta määräytyy ruudun kaltevuuden perusteella. Eroosion laskemiseen käytetään USLE-yhtälöä.

Agricultural Chemical Transport Model - ACTM

Malli koostuu kolmesta osamallista: hydrologinen malli, eroosiomalli ja kemikaalien kulkeutumismalli. Se on konseptuaalinen, laskenta-alue muodostuu yhdistämällä ne pellon osat, joiden fysikaaliset ominaisuudet ja viljelysmenetelmät ovat samanlaiset.

Maan kosteus lasketaan infiltraation, evapotranspiraation ja alempiin kerroksiin suotautuneen vesimäärän perusteella. Infiltraatiokapasiteetti määritetään Holtanin yhtälöllä. Evapotranspiraatio arvioidaan kasvien kasvuvaiheen, mittaustulosten ja maan kosteuspitoisuuden perusteella. Infiltraatio ja pintavalunta lasketaan kullekin osa-alueelle vertaamalla sadantaa infiltraatiokapasiteettiin. Pintavalunnan kulkeutumista kuvaa kineettinen aaltomalli.

Eroosion ja sedimentoitumisen laskenta perustuu USLE-yhtälöön. Kemiallinen osamalli kuvaa pellolle levitetyn kemikaalin suotautumista maahan ja huuhtoutumista pintavalunnan mukana. Sorptio-desorptio prosessia kuvataan lineaarisella isotermillä ja reaktioiden oletetaan tapahtuvan välittömästi kemikaalin päästyä kosketuksiin maan kanssa. Sorptioitunut aines kulkeutuu eroosioaineen mukana.

Hydrologic Simulation Program - HSPF

HSPF on mallikokonaisuus, joka pystyy simuloimaan laajan valuma-alueen hydrologiaa ja veden laatua. Malli vaatii suuren määrän lähtötietoja ja laskenta-ajat ovat pitkiä.

HSPF on konseptuaalinen ja koostuu kolmesta eri kuormitusosamallista: PERLND, IMPLND, RCHRES. PERLND simuloi kuormitusta vettä läpäisevillä maa-alueilla, joiden hydrologiset ja ilmasto-olot ovat samanlaiset. Se simuloi pintavaluntaa, maaveden virtausta ja pohjavesivaluntaa. Eroosio lasketaan Negevin yhtälöllä. Kemikaalien kulkeutumista voidaan laskea yksinkertaisesti olettamalla ne sitoutuneeksi kiintoaineeseen tai monimutkaisemmin adsorptio-desorptio-yhtälöillä. IMPLND simuloi kuormitusta vettä läpäisemättömiltä maa-alueilta ja RCHRES simuloi uomassa tai järvessä tapahtuvia veden laatuun vaikuttavia prosesseja.

The Agricultural Runoff Management Model - ARM

ARM-malli on tarkoitettu erityisesti pellon aiheuttaman kuormituksen laskemiseen. Se simuloi valuntaa sekä sedimentti-, pestisidi- ja ravinnekuormaa pinta-, maavesi- ja pohjavalunnasta.

Cornell Nutrient Simulation - CNS

Malli koostuu kolmesta komponentista: päivittäisen vesitaseen laskeva malli, päivittäisen eroosion laskeva malli sekä kuukauden typpi- ja fosforikuormituksen laskeva malli.

Hydrologinen osa perustuu empiirisesti kehitettyyn käyränumeromenetelmään. Maan kosteutta lasketaan homogeeniseksi oletetussa 30 cm pintakerroksessa. Eroosio lasketaan muunnetulla USLE-yhtälöllä. Päivittäinen valunta, perkolaatio ja eroosio lasketaan kultakin kuukaudelta yhteen ja näiden perusteella lasketaan ravinne ja pestisidikuorma.

Ravinteiden taseet lasketaan kuukausittain ylimmälle 30 cm kerrokselle. Sekä liukoiset ja sitoutuneet ravinteet ovat mukana laskennassa. Kuitenkaan kaikkia typen reaktioita ei mallinneta. Tämä kompensoidaan sillä, että lannoitteena annetun typen määrästä vähennetään 25 %, jotta typen häviöt denitrifikaation, ammoniakkin haihtumisen ja ammonium-ioinin sitoutumisen seurauksena tulevat huomioiduiksi. Maan fosfori jaetaan käyttökelpoiseen ja sitoutuneeseen epäorgaaniseen fosforiin lineaarisella isotermillä.

Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems - CREAMS

CREAMS koostuu kolmesta komponentista: hydrologisesta osasta, eroosio-sedimentaatio-osasta sekä kemikaalien kulkeutumista kuvaavasta osasta.

Hydrologisessa osassa on kaksi eri laskentamenetelmää: mikäli käytettävissä on vain vuorokausisadantatiedot, lasketaan pintavalunta käyränumeromenetelmää käyttäen. Mikäli sadantatietoja on tunnin välein, käytetään Green-Amptin infiltraatioyhtälöä.

USLE-yhtälöön pohjautuva eroosiomalli sisältää irtoamis-, kulkeutumis- ja sedimentoitumisosat. Mallissa oletetaan, että sedimenttikuorma määräytyy irroitettavissa olevan materiaalin määrän sekä veden kuljetuskapasiteetin perusteella. Pintavalunnan ja uomavirtauksen kuljetuskapasiteetti lasketaan Yalinin kulkeutumismallilla.

Ravinnekuormitusmallissa oletetaan, että maa-ainekseen sitoutunut typpi ja fosfori kulkeutuvat eroosioaineksen mukana vesistöön ja liukoinen typpi ja fosfori huuhtoutuvat pintavalunnan mukana. Typen prosesseista otetaan huomioon myös kasvien typen käyttö, huuhtoutuminen maaveden mukana sekä denitrifikaatio.

CREAMS-mallista on kehitetty myös malli, jolla voidaan arvioida ravinteiden pidättymistä selkeytys- ja puhdistusaltaisiin (Baldwin ym. 1987).

Edellä kuvatuista malleista Suomessa on kokemuksia ainoastaan CREAMS-mallista. Kauppi (1982) testasi sen soveltuvuutta Suomen olosuhteisiin ja Rekolainen ja Kauppi (1988) arvioivat mallilla kesannoimisen vaikutusta vesistökuormitukseen. Toistaiseksi CREAMS-mallia on sovellettu ainoastaan eroosion ja fosforin laskentaan. Ongelmana alkuperäisen CREAMS-mallin käytössä on ollut se, ettei pintavalunnan muodostumista kuvaava osa ota huomioon routaa eikä lumen kertymistä ja sulamista. Lisäksi käyränumeromenetelmän soveltuvuudesta olosuhteisiimme ei ole tietoa. Käyränumeromenetelmä sekä kuormitusfunktiot on kehitetty alueilla, joiden viljelymenetelmät ja -kasvit, maaperä ja ilmasto poikkeavat Suomen olosuhteista.

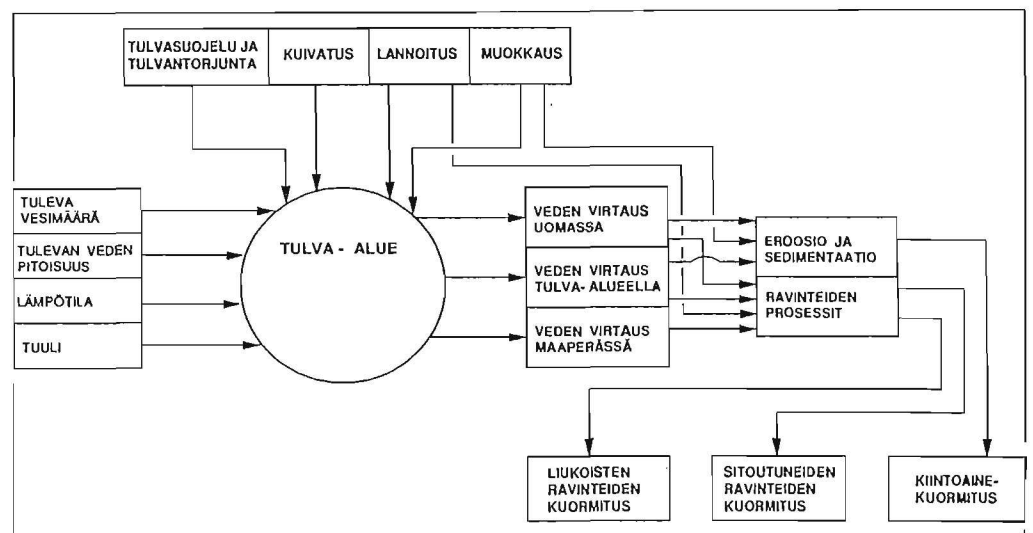
CREAMS-mallin puutteita on korjattu liittämällä siihen routaa sekä lumen kertymistä ja sulamista kuvaavat mallit. Tällä hetkellä CREAMS soveltuu parhaiten eri toimenpiteiden kuormitusvaikutusten vertailuun, todellisia kuormituslukuja se ei anna (Rekolainen 1991, suullinen tiedonanto).

Vaikka fysikaalisesti perusteltua hajakuormitusmallia ei maassamme ole tehty, malliin tarvittavat osamallit ovat jo olemassa. Ne soveltuvat myös tulvan kuormitusvaikutuksen ennustamiseen. Esimerkiksi Malveen (1991) jokimalli laskee mm. hajakuormituksesta peräisin olevien aineiden sekoittumisen veteen, kulkeutumisen hydrodynaamisen osan määrittämässä virtauskentässä sekä sedimentoitumisen. Foster (1982) on esittänyt eroosion fysikaalisesti perustellun mallin. Gee (1990) ym. ovat mallintaneet tulvan virtausnopeutta pellolla kaksidimensioisella mallilla. Karvosen (1988) kehittämällä mallilla voidaan laskea maavesien virtausta. Ravinteiden kulkeutumista maaveden mukana fysikaalisesti ovat kuvanneet mm. Shah ym. (1975) ja Novak ym. (1975).

Hajakuormitusta ja peltoviljelyn vaikutusta kuormitukseen on selvitetty Suomessa ja ulkomailla useissa tutkimuksissa. Kuitenkin pellolle nousevan tulvan kuormitusvaikutusta on tutkittu vähän. Vaikka typen ja fosforin sekä kiintoaineen prosesseihin vaikuttavat tekijät ja vaikutustavat tunnetaan, niiden perusteella ei pystytä suoraan päättelemään tulvan vaikutusta vesistökuormitukseen.

Tulvan kuormitusvaikutusta säätelevät mm. tulvan virtausnopeus pellolla, alueelle tulevan veden määrä ja ainepitoisuus sekä maaperän kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet ja niissä vesipeiton seurauksena tapahtuvat muutokset. Virtausnopeuteen vaikuttaminen on hankalaa, sillä sen määräävät yleensä pellon kaltevuus ja kasvillisuus. Tulva-alueelle tulevan veden määrää ja tulvan kestoa voidaan säädellä tulvasuojelu- ja tulvantorjuntatoimenpiteillä, mutta tulevan veden laatua voidaan harvoin muuttaa.

Maaperän fysikaalisiin ja kemiallisiin ominaisuuksiin voidaan vaikuttaa mm. kasvilajin valinnalla, muokkauksella, lannoituksella ja kalkituksella. Säätosala-ojituksella voidaan säädellä salaojavaluntaa ja sen ajankohtaa. Sen avulla voidaan osa tulvavedestä varastoida maaperään. Näin kosteus maaperässä pidetään kasvukauden ajan sopivana kasvien kasvun kannalta. Optimaalisten olosuhteiden ansiosta kasvien ravinteiden käyttö on mahdollisimman tehokasta ja huuhtoutuminen vesistöön pienenee. Osa tulvavedestä voidaan varastoida maahan syksyllä ja päästää vesistöön talvella, kun huuhtoutuvien ravinteiden vaikutus rehevöitymiseen on pienin.



Kuva 14. Tulvan kuormitusvaikutusta säätelevät tekijät.

Muruinen maaperä pienentää hienoaineen huuhtoutumista ja on paras mahdollinen maan rakenne kasvavalle kasville. Yksipuolinen tehoviljely vähentää murujen muodostumista ja heikentää niitä. Koska tulvavesi hajottaa maan mururakennetta ja liettää maata, kaikkein kevein maa-aine voi huuhtoutua veteen varsinkin huonokuntoiselta pellolta.

Hienoaine parantaa mururakenteen muodostumisen edellytyksiä, lisää maan vedenpidätyskykyä ja estää kationeja huuhtoutumasta. Tästä syystä sedimentoituva maa saattaa parantaa pellon ominaisuuksia viljelyn ja kuormituksen kannalta, mutta toisaalta hienoaine on altis huuhtoutumiselle. Sedimentoitumista säätelevät virtausnopeus ja kiintoaineen raekoko. Vesistökuormituksen kannalta ongelmana on se, että karkein aine sedimentoituu eniten ja hienorakeisin vähiten, koska suurin osa fosforista on sitoutunut kaikkein hienoimpaan kiintoaineeseen. Suuresta määrästä hienoainetta vesistössä saattaa kuitenkin olla hyötyä, jos se sitoo liukoista fosforia pois kierrosta.

Maan kosteus säätelee hapen määrää maassa: kun kosteus lisääntyy, happipitoisuus pienenee. Hapen määrä maassa vaikuttaa mm. typen ja fosforin reaktioihin. Hapen loppuessa fosfori pelkistyy liukoiseen muotoon ja tapahtuu denitrifikaatiota, jonka seurauksena typpeä saattaa haihtua.

Typen ja fosforin reaktioita säätelevät myös lämpötila ja pH. Nitrifikaation ja denitrifikaation optimilämpötila on yli 20 °C, joten reaktioilla lienee merkitystä vain kesätulvien aikana. Lisäksi reaktiot ovat hitaita happamassa maassa. Happamuus säätelee fosforin liukoisuutta: suurin osa happaman maan fosforista on sitoutuneessa muodossa.

Vesistökuormituksen kannalta haitallisin tulva-aika on keväällä lannoituksen jälkeen, kun kasvit eivät ole ehtineet käyttää ravinteita. Mikäli korjuujäännöksiä on kasvukauden alussa pellolla, myös niistä saattaa vapautua ravinteita tulvaveteen. Huuhtoutumisen pienentämiseksi olisi edullista pyrkiä pitämään typpi ammoniumina, jolloin se on sitoutuneena kiintoaineeseen. Lannoitteen multaus on osoittautunut tehokkaaksi keinoksi huuhtouman pienentämisessä.

Kesällä pellon kasvusto sitoo maata pienentäen siten eroosioriskiä. Kasvillisuus myös pienentää veden virtausnopeutta lisäten sedimentoitumista. Vesipeiton poistuttua kasvit saattavat edistää haihdunnalla maan kuivumista, jonka seurauksena liukoisten ravinteiden huuhtoutuminen maavesien mukana pienenee. Toisaalta pitkään kestävä kevät- tai kesätulvan seurauksena saattaa koko kasvusto tuhoutua.

Vaikka syksyyn mennessä kasvit ovat käyttäneet suuren osan maan kasveille käyttökelpoisista ravinteista, syystulva huuhtoo yleensä suuren määrään liukoisia ravinteita vesistöön. Mikäli pelto on syksyllä kynnetty ennen tulvaa, huuhtoutuvan kiintoaineen määrä tulvavedessä yleensä lisääntyy.

Happamilla alueilla liukoisen fosforin kuormitus on pieni, koska suuri osa fosforista on sitoutuneena maahan. Jos eroosiota ei tapahdu, tulva ei lisää fosforikuormitusta. Parhaassa tapauksessa se pienentää sitä, mikäli tulvavedestä sedimentoituu runsaasti kiintoaineeseen sitoutunutta fosforia.

Tulvan vaikutusta orgaanisessa muodossa olevan typen ja fosforin käyttäytymiseen ei tunneta. Mikäli ne sedimentoituvat pellolle, vaikutus maan ominaisuuksiin on positiivinen. Jos orgaaninen aines hajoaa, ravinteet vapautuvat kierto.

Tulva-alueen ja tulvan ominaisuudet vaihtelevat ajallisesti ja paikallisesti. Yleispätevää vastausta tulvan vaikutuksesta vesistökuormitukseen on mahdoton antaa. Yleensä kiintoaineen kokonaismäärä vedessä tulvan vaikutuksesta pienenee, ellei tulva nousu- tai laskuvaiheessa aiheuta ojien penkereiden syöpymistä tai sortumista. Vaikutus fosforikuormituksen määrään ei ole yhtä yksiselitteinen. Etenkin happamilla mailla fosforikuormitus seuraa hienoimman kiintoaineen määrän muutosta vedessä, jos kiintoaine on pelloilta peräisin. Vaikka kiintoaineen kokonaismäärä vedessä tulvan vaikutuksesta pienenee, saattaa fosforikuormitus hienoaineen rikastumisen seurauksena kasvaa. Toisaalta pellolta veteen siirtyvä kiintoaine saattaa sitoa vedessä liukoissa muodossa olevaa fosforia, jolloin fosforin rehevöittävä vaikutus vähenee.

Liukaisen typen kuormituksen on havaittu kasvavan tulvan vaikutuksesta. Tämä johtuu siitä, että tulvan mukana vesistöön huuhtoutuu alueelle tulevassa vedessä liukoisena olevan typen lisäksi tulvapellon maaperässä liukoissa muodossa oleva typpi.

Yksittäisen tulvan vaikutusta kuormitukseen voidaan arvioida alueen ainetaseella, joka lasketaan vesitaseen ja mitattujen pitoisuuksien perusteella. Tuloksen tarkkuuteen vaikuttaa ratkaisevasti näytteenottotiheys, joka vaihtelee aluetekijöiden ja mitattavan aineen mukaan minuuteista viikkoihin. Esimerkiksi veteen liuenneiden aineiden pitoisuudet eivät seuraa samalla tavoin valuman muutoksia kuin kiintoaineen ja siihen sitoutuneen aineen pitoisuudet. Riittävä näytteenottotiheys määritetään mittaamalla pitoisuuden muutosnopeutta tutkimusalueella.

Ainetaseen laskeminen antaa tuloksen, joka kuvaa kuormitusta tietyllä hetkellä tietyssä paikassa. Tuloksen perusteella ei voida päätellä toisella alueella tai eri aikaan samalla alueella sattuvan tulvan kuormitusvaikutusta, koska kuormitusta säätelevät tekijät ovat erilaiset.

Jotta tulvan vaikutusta vesistökuormitukseen voitaisiin ennustaa, on tunnettava sekä kuormitusta säätelevät tekijät että niiden yhteisvaikutus kuormituksen määrään. Kuormitukseen vaikuttavien tekijöiden ja kuormituksen suuruuden välisen yhteyden selvittämiseksi on ainetaseen lisäksi mitattava tulva-alueen eri osissa eri aikoina mm. veden laatua, virtausnopeutta, sedimentoitumisen ja eroosion määrää sekä maaperässä tapahtuvia kemiallisia ja fysikaalisia muutoksia.

Kun tulva-alueen prosessit tunnetaan, ne voidaan kuvata matemaattisesti. Yhdistämällä matemaattiset kuvaukset tietokonemalliksi pystytään vertailemaan eri tekijöiden vaikutusta tulvan kuormitukseen - näin voidaan tutkia, miten tulvasuojelu tai tulvantorjunta tulisi toteuttaa, jotta vesistökuormitus olisi mahdollisimman vähäistä.

Osa II

Matemaattinen malli

Sisällys

Osa II Matemaattinen malli	41
---	-----------

I Mallin yleiskuvaus	45
---------------------------------------	-----------

2 Mallin teoria	48
----------------------------------	-----------

2.1 Tulvaveden virtaus	48
2.1.1 Solun jatkuvuusyhtälö	49
2.1.2 Virtaus solujen välillä	49
2.1.3 Yhtälöiden ratkaisu	51
2.1.4 Reunaehdot	53
2.2 Kiintoaineen kulkeutuminen tulvavirtauksen mukana	54
2.2.1 Solun jatkuvuusyhtälö	54
2.2.2 Jatkuvuusyhtälön diskretointi	54
2.2.3 Yhtälöiden ratkaisu	56
2.2.4 Reunaehdot	56
2.2.5 Lähdetermi	57
2.3 Typen ja fosforin kulkeutuminen tulvavirtauksen mukana	58
2.3.1 Kulkeutumisyhtälö ja reunaehdot	58
2.3.2 Lähdetermi	59
2.4 Maaveden virtausmalli	61
2.4.1 Kerroksen jatkuvuusyhtälö	61
2.4.2 Jatkuvuusyhtälön diskretointi	62
2.4.3 Yhtälöiden ratkaisu	63
2.4.4 Reunaehdot	64
2.4.5 Nielutermi	64
2.5 Typen ja fosforin huuhtoutuminen maaperässä	66
2.5.1 Kulkeutumisyhtälön diskretointi	69
2.5.2 Yhtälöiden ratkaisu ja reunaehdot	70

3 Laskennan kulku	72
------------------------------------	-----------

4 Mallin kalibrointi Nummenjoelle	74
--	-----------

4.1 Tutkimusalue	74
4.2 Aineisto	74
4.3 Simulointi ja tulokset	81

5 Johtopäätökset	92
-----------------------------------	-----------

Kirjallisuus	94
-------------------------------	-----------

Kuvailulehdet	98
--------------------------------	-----------

Mallin yleiskuvaus



Yksittäisen tulvan vaikutusta kuormitukseen voidaan arvioida alueen ainetaseella, joka lasketaan vesitaseen ja mitattujen pitoisuuksien perusteella. Ainetaseen laskeminen antaa tuloksen, joka kuvaa kuormitusta tietyllä hetkellä tietyssä paikassa. Tuloksen perusteella ei voida ennustaa toisella alueella tai eri aikaan samalla alueella sattuvan tulvan kuormituksen suuruutta, koska kuormitusta säätelevät tekijät muuttuvat.

Jotta tulvan vaikutusta vesistökuormitukseen voitaisiin ennustaa, on tunnettava sekä kuormitusta säätelevät tekijät että niiden yhteisvaikutus. Kuormituksen määrään vaikuttavat tulvan virtausnopeus pellolla, alueelle tulevan veden määrä ja ainepitoisuus sekä maaperän kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet ja niissä vesipeiton seurauksena tapahtuvat muutokset. Näitä prosesseja on kuvattu oheisessa kirjallisuuskatsauksessa.

Kuvaamalla tulva-alueen prosessit matemaattisesti ja yhdistämällä kuvaukset tietokonemalliksi pystytään vertailemaan eri tekijöiden vaikutusta tulvan aiheuttamaan kuormitukseen ja arvioimaan tulvasuojelun merkitystä vesistökuormituksen kannalta.

Seuraavassa on esitetty tulvan virtauksen, aineiden kulkeutumisen ja reaktioiden matemaattiset kuvaukset. Kokonaismalli koostuu kahdesta osasta, tulvamallista ja maavesimallista. Nämä kaksi pääosaa jakautuvat seuraaviin osamalleihin:

Tulvamalli

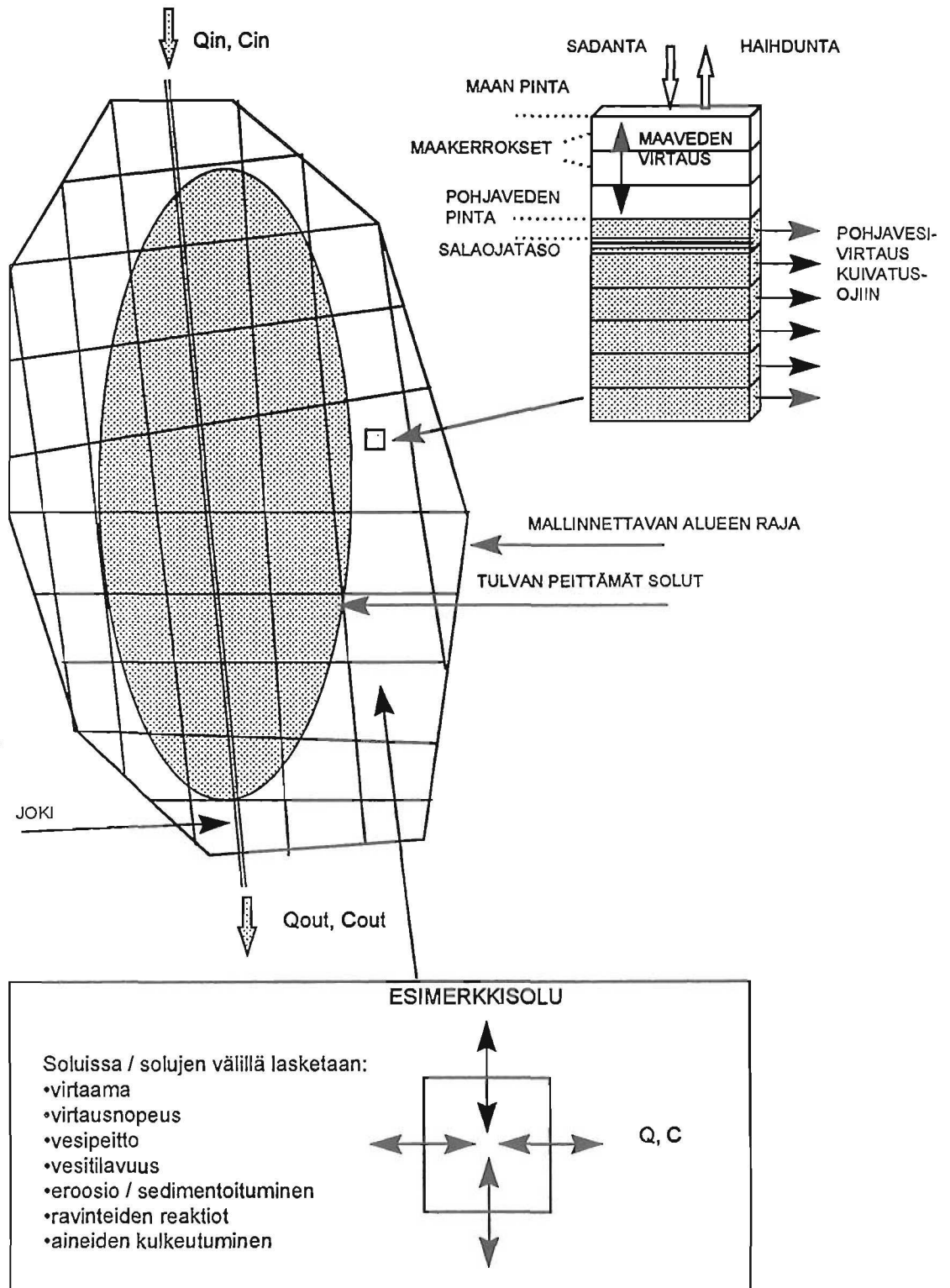
- 2-dimensioinen veden virtausmalli
- aineiden kulkeutumismalli
- kiintoaine
- ravinteet
- reaktiomalli
- kiintoaineen eroosio ja sedimentoituminen
- ravinteiden reaktiot

Maavesimalli

- 1-dimensioinen virtausmalli
- ravinteiden huuhtoutumismalli
- ravinteiden reaktiomalli

2-DIMENSIOISEN TULVAVIRTAUS MALLIN PERIAATE:

1-DIMENSIOISEN MAAVESIVIRTAUS- MALLIN PERIAATE:



Kuva 1. Mallin periaate.

Tulvamallissa mallinnettava alue jaetaan pieniin osa-alueisiin, soluihin, joiden välisiä virtauksia ja ainevirtoja lasketaan. Solujen välille muodostetaan yhtälöryhmä, joka ratkaistaan aika-askeleittain implisiittisesti.

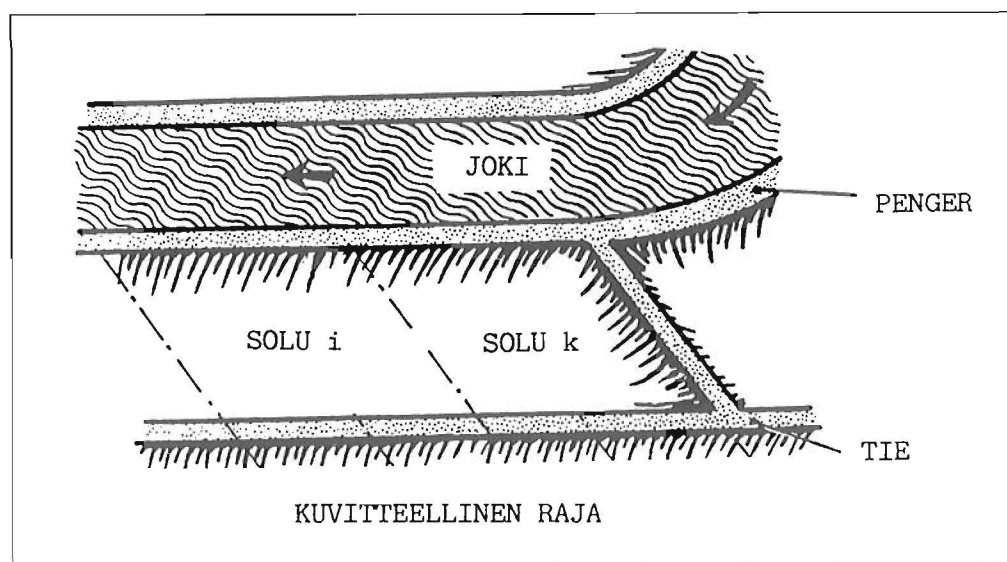
Maavesimallissa maaveden virtausta ja ravinteiden huuhtoutumista kuvataan yksidimensioisessa maakolumnissa, jonka oletetaan kuvaavan koko tulva-aluetta. Tarpeen mukaan mallinnettava alue voidaan jakaa osa-alueisiin.

2

Mallin teoria

2.1 Tulvaveden virtaus

Tulvaveden virtausmalli kuvaa veden virtausta kahdessa dimensiossa. Tässä sovellettava teoria pohjautuu pääosin Jean A. Cungen artikkeliin 'Two-Dimensional Modelling of Flood Plains' teoksessa *Unsteady Flow in Open Channels*, 1975. Virtausalue jaetaan osa-alueisiin, joita nimitetään soluiksi. Jako perustuu mahdollisuuksien mukaan luonnollisiin rajoihin kuten esimerkiksi teihin, patoihin ja penkereisiin, mutta raja solujen välillä voi olla myös kuvitteellinen. Tulva-alueen reunalla mallin raja voi määräytyä pelkästään maanpinnan korkeuden perusteella.



Kuva 2. Virtausalueen jakaminen soluihin (Cunge 1975)

Seuraavassa tarkasteltavaan soluun liittyviä suureita merkitään alaindeksillä i ja siihen liittyvien solujen suureita alaindeksillä k . Jokaisella solulla i on sille tunnusomainen vedenkorkeus z_i alueen keskipisteessä.

2.1.1 Solun jatkuvuusyhtälö

Solun i jatkuvuusyhtälö voidaan kirjoittaa, kun tehdään seuraavat oletukset:

- solun vesitilavuus V_i on funktio vedenkorkeudesta z_i ko. solussa
- virtaus $Q_{i,k}$ toisiinsa liittyvien solujen i ja k välillä on funktio niiden vedenkorkeuksista z_i ja z_k

Kullekin solulle i, joka liittyy soluihin $m_1, \dots, k, \dots, m_2$ on voimassa:

$$\Delta V_i = \int_{z_i(t)}^{z_i(t+\Delta t)} A_{si}(z_i) dz \quad (1)$$

$$\Delta V_i = \int_{t_n}^{t_n+\Delta t} P_i(t) dt + \sum_{k=m_1}^{m_2} \int_{t_n}^{t_n+\Delta t} Q_{i,k}(z_i, z_k) dt \quad (2)$$

ΔV_i = solun i tilavuuden muutos, m^3

t = aika, s

Δt = aika-askeleen pituus, s

z_i = vedenkorkeus solussa i, m

A_{si} = solun vesipinta-ala, m^2

P_i = haihdunta, imeytyminen maahan, sadanta, sivuvedet, m^3/s

$Q_{i,k}$ = virtaama soluun i solusta k, m^3/s

Edellisten perusteella voidaan kirjoittaa:

$$A_{si}(z_i) \Delta z_i = P_i(\tau) \Delta t + \Delta t \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k}(z_i(\tau), z_k(\tau)) \quad (3)$$

missä τ on aika $n\Delta t \leq \tau \leq (n+1)\Delta t$.

Kun Δz ja Δt lähestyvät nollaa, yhtälö voidaan esittää seuraavasti:

$$A_{si} \frac{dz_i}{dt} = P_i(t) + \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k}(z_i, z_k) \quad (4)$$

2.1.2 Virtaus solujen välillä

Virtaama solujen välillä lasketaan joko Manningin kaavalla, kun paikallisia virtausesteitä ei ole, tai patokaavoilla, kun virtaus tapahtuu padon, penkereen tms. yli.

Manningin kaava voidaan esittää:

$$Q_{i,k} = \frac{1}{n} A_{i,k} R_{i,k}^{\frac{2}{3}} S_{i,k}^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$Q_{i,k}$ = virtaama solusta k soluun i, m³/s
 $A_{i,k}$ = virtauspoikkileikkausala solujen i ja k välissä, m²
 $R_{i,k}$ = hydraulinen säde solujen i ja k välissä, m
 $S_{i,k}$ = vedenpinnan kaltevuus solujen i ja k välissä

Merkitään:

$$K_{i,k} = \frac{1}{n} A_{i,k} R_{i,k}^{\frac{2}{3}}$$

Vedenpinnan kaltevuus vedenkorkeuksien ja solujen keskipisteiden välisen etäisyyden $L_{i,k}$ avulla lausuttuna on:

$$S_{i,k} = \frac{z_k - z_i}{L_{i,k}} \quad (6)$$

$S_{i,k}$ = vedenpinnan kaltevuus solujen i ja k välissä
 $L_{i,k}$ = etäisyys solujen keskipisteiden välillä, m
 z_i, z_k = vedenkorkeudet soluissa i ja k, m

Tuulen vaikutus virtaukseen otetaan huomioon määrittelemällä:

$$\eta_{i,k} = \frac{\rho_a \gamma_w u_w^2 \cos \varphi B_{i,k}}{\rho g A_{i,k}} \quad (7)$$

ρ = ilman tiheys, kg/m³
 γ_w = kitkakerroin
 u_w = tuulen nopeus, m/s
 φ = tuulen suunnan ja virtaussuunnan välinen kulma
 $B_{i,k}$ = vesipinnan leveys solujen i ja k välissä, m

Manningin kaava voidaan kirjoittaa:

$$Q_{i,k} = K_{i,k} \frac{S_{i,k} + \eta_{i,k}}{(|S_{i,k} + \eta_{i,k}|)^{\frac{1}{2}}} \quad (8)$$

Kun virtaus solusta k soluun i tapahtuu padon tai penkereen yli, virtaama lasketaan kaavalla

$$Q_{i,k} = \Phi_F \frac{2}{3} (z_k - z_w)^{\frac{3}{2}} \quad (9)$$

kun

$$z_i - z_w < \frac{2}{3} (z_k - z_w)$$

ja

$$Q_{i,k} = \Phi_D \left[\frac{2}{3} (z_k - z_i)^{\frac{3}{2}} + (z_i - z_w) \sqrt{|z_k - z_i|} \right] \quad (10)$$

... kun

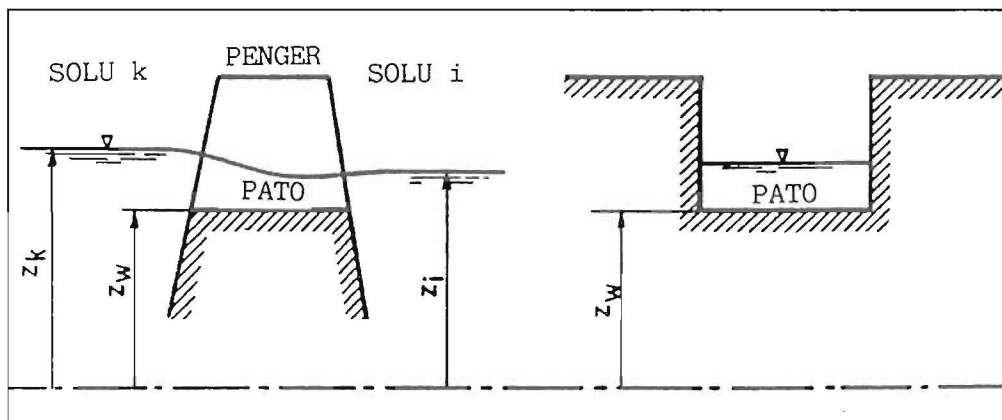
$$z_i - z_w \geq \frac{2}{3} (z_k - z_w)$$

Kaavoissa

$$\Phi_F = \mu_1 b \sqrt{2g} \quad (11)$$

$$\Phi_D = \mu_2 b \sqrt{2g} \quad (12)$$

- z_w = padon tai penkereen harjan korkeustaso, z_w
 b = padon tai penkereen harjan leveys virtauksen poikkisuunnassa, m
 μ_1, μ_2 = purkautumiskertoimia
 g = painovoiman kiihtyvyys, m/s^2



Kuva 3. Kaavojen 9 ja 10 merkinnät (Cunge 1975)

2.1.3 Yhtälöiden ratkaisu

Jatkuvuusyhtälö voidaan esittää implisiittisessä muodossa

$$\Delta z_i A_{si} = P_i \Delta t + \Delta t \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k}^{n+1} \quad (13)$$

missä yläindeksi $n+1$ tarkoittaa ajanhetkeä $(n+1)\Delta t$.

Jos oletetaan, että vedenkorkeuden muutos solussa i aika-askeleen kuluessa on pieni, yhtälöön 13 voidaan sijoittaa virtaamafunktio, joka on muodostettu Taylorin sarjasta jättämällä siitä korkeamman asteen termit pois:

$$Q_{i,k}^{n+1} = Q_{i,k}^n + \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_i} \Delta z_i + \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_k} \Delta z_k \quad (14)$$

Edellä esitetyn perusteella jatkuvuusyhtälö saadaan muotoon

$$A_{si} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} = P_i + \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k}^n + \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_i} \Delta z_i + \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_k} \Delta z_k \quad (15)$$

Yläindeksillä n merkityt ovat vedenkorkeuden z funktioita ajanhetkellä $t=n\Delta t$ ja vedenkorkeuden muutokset Δz_i ja Δz_k ovat tuntemattomia.

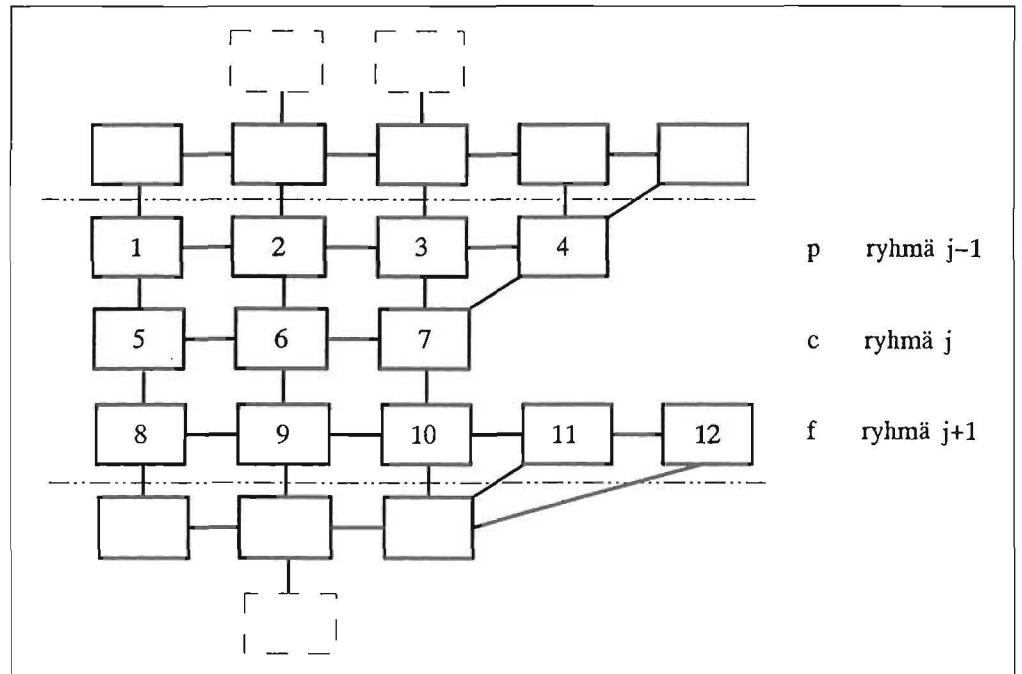
Ratkaisua varten yhtälö kirjoitetaan seuraavasti:

$$\left\{ -\frac{A_{si}}{\Delta t} + \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_i} \right\} \Delta z_i + \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{\partial Q_{i,k}^n}{\partial z_k} \Delta z_k + l_i = 0 \quad (16)$$

missä

$$l_i = P_i + \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k}^n \quad (17)$$

Solut järjestetään ryhmiksi, jotka numeroidaan ylävirrasta alavirtaan:



Kuva 4. Solujen numerointi (Cunge 1975)

Tarkasteltavaksi otetaan aina kolme peräkkäistä ryhmää, joista keskimmäistä merkitään tässä alaindeksillä c , sitä seuraavaa alaindeksillä f ja sitä edellistä alaindeksillä p . Keskimmäisen ryhmän soluilla voi olla yhteys ainoastaan saman, sitä seuraavan tai sitä edeltävän ryhmän soluihin.

Jatkuvuusyhtälön perusteella muodostetaan matriisiyhtälöt siten, että kukin ryhmä on vuorollaan keskimmäisenä ryhmänä:

$$[M_c]\{\Delta z_c\} + [M_f]\{\Delta z_f\} + [M_p]\{\Delta z_p\} + \{l_c\} = 0 \quad (18)$$

Vedenpinnan korkeuden muutokset ratkaistaan double sweep -menetelmällä. Ensimmäinen pyyhkäisy tehdään ylävirrasta alavirtaan ja siinä muodostetaan matriisit $[E_k]$ ja vektorit $\{F_k\}$ yhtälöissä

$$\{\Delta z_k\} = [E_k]\{\Delta z_{k+1}\} + \{F_k\} \quad (19)$$

Tässä on

$$[E_k] = -([M_c] + [M_p][E_p])^{-1}[M_f] \quad (20)$$

ja

$$\{F_k\} = -([M_c] + [M_p][E_p])^{-1}([M_p]\{F_p\} + \{l_c\}) \quad (21)$$

Toinen pyyhkäisy tehdään alavirrasta ylävirtaan ja sen aikana lasketaan tuntemattomien vedenkorkeusvektoreiden $\{\Delta z\}$ arvot yhtälöllä 19.

2.1.4 Reunaehdot

Kun ensimmäinen ryhmä on keskiryhmänä, yhtälöstä 18 jää pois termi $[M_p]\{\Delta z_p\}$ ja yhtälöt 20 ja 21 yksinkertaistuvat:

$$[E_k] = -[M_c]^{-1}[M_f] \quad (22)$$

ja

$$\{F_k\} = -[M_c]^{-1}\{l_c\} \quad (23)$$

Ylävirran reunaehdon $Q_y=Q(t)$ perusteella tunnetaan vesimäärä, joka tulee ensimmäisen ryhmän soluun tai soluihin ylävirrasta. Reunaehdon mukainen virtaama lisätään ensimmäisen ryhmän vektoriin l_c . Samaa menettelyä sovelletaan kaikkien niiden solujen osalta, joihin esimerkiksi valuman kautta tulee vettä laskenta-alueen ulkopuolelta.

Viimeistä edelliselle ryhmälle $N-1$ muodostetun E -matriisin ja F -vektorin sekä viimeiselle ryhmälle N muodostetun yhtälön 18 perusteella saadan yhtälö, jossa tuntemattomana on ainoastaan viimeisen ryhmän vedenkorkeuden muutosvektori:

$$\{\Delta z_N\} = -([M_c] + [M_p][E_{N-1}])^{-1}([M_p]\{F_{N-1}\} + \{l_c\}) \quad (24)$$

Alavirran reunaehto $Q_A = f(z)$ sijoitetaan viimeisen ryhmän vektoriin l_c ja sen derivaatta lisätään keskusmatriisiin asianomaisiin lävistäjäalkioihin yhtälössä 24.

2.2 Kiintoaineen kulkeutuminen tulvavirtauksen mukana

Kiintoaineen kulkeutumisen mallintaminen perustuu jatkuvuusyhtälöön, jota ovat käsitelleet mm. Krenkel ja Novotny (1982). Tässä yhtälö diskretoidaan sellaiseen muotoon, että ratkaisu voidaan toteuttaa samalla tavoin kuin pintavirtauksen yhteydessä on esitetty.

2.2.1 Solun jatkuvuusyhtälö

Mallintamisen periaate on sama kuin pintavirtausmallissa. Kullekin solulle i , joka liittyy soluihin $m_1, \dots, k, \dots, m_2$, on voimassa jatkuvuusyhtälö

$$\frac{\partial(V_i C_i)}{\partial t} = \sum_{k=m_1}^{m_2} [Q_{i,k} C_{i,k} - A_{i,k} D_{i,k} \frac{\partial C_{i,k}}{\partial x_{i,k}}] + S_i \quad (25)$$

- V_i = solun i vesitilavuus, m^3
- C_i = konsentraatio solussa i , kg/m^3
- $C_{i,k}$ = konsentraatio solujen i ja k välisellä rajalla, kg/m^3
- $Q_{i,k}$ = virtaama solusta k soluun i , m^3/s
- $A_{i,k}$ = virtauspoikkileikkauksen ala solujen k ja i välillä, m^2
- $D_{i,k}$ = dispersiokerroin solujen k ja i välillä, m^2/s
- S_i = lähdetermi (eroosio ja sedimentoituminen), kg/s
- $x_{i,k}$ = etäisyys solun k keskipisteestä solun i keskipisteen suuntaan, m
- t = aika, s

2.2.2 Jatkuvuusyhtälön diskretointi

Kullekin muuttujalle ja parametrille käytetään seuraavan esimerkin mukaisia merkintöjä:

- C^o = muuttujan arvo ajanhetkellä t
- C = muuttujan arvo ajanhetkellä $t + \Delta t$
(Δt =aika-askel, s)
- C = $C^o + \Delta C$

Käytetään implisiittistä menetelmää, jolloin jatkuvuusyhtälön eri termit voidaan diskretoida seuraavasti:

$$\frac{\partial(V_i C_i)}{\partial t} \approx \frac{V_i C_i - V_i^o C_i^o}{\Delta t} = \frac{(V_i - V_i^o) C_i^o}{\Delta t} + \frac{V_i}{\Delta t} \Delta C_i \quad (26)$$

$$\begin{aligned} Q_{i,k} C_{i,k} - A_{i,k} D_{i,k} \frac{\partial C_{i,k}}{\partial x_{i,k}} \\ \approx Q_{i,k} (C_k^o + \Delta C_k + \frac{C_k^o + \Delta C_k - C_i^o - \Delta C_i}{e^{P_{i,k}} - 1}) \end{aligned} \quad (27)$$

Kulkeutumisosan (kaava 27) diskretoinnissa on sovellettu Patankarin (1980) esitystä. Termi $P_{i,k}$ on Pecletin luku, joka lasketaan seuraavasti:

$$P_{i,k} = \frac{Q_{i,k} L_{i,k}}{A_{i,k} D_{i,k}} \quad (28)$$

$L_{i,k}$ on solujen keskipisteiden välinen etäisyys.

Lähdetermin diskretoitu muoto on:

$$S_i = \frac{A_{si}}{1 + k_e u_i \Delta t} [k_e u_i SOIL_i^o - k_{sv} (1 - a u_i) C_i^o] - \frac{A_{si} k_{sv} (1 - a u_i)}{1 + k_e u_i \Delta t} \Delta C_i \quad (29)$$

Yhtälössä

- A_{si} = solun vesipinta-ala, m²
- k_e = maan eroosioherkkyyttä kuvaava kerroin, 1/m
- u_i = virtausnopeus, m/s
- $SOIL_i$ = erodoituviissa oleva maamäärä, kg/m²
- k_{sv} = sedimentoitumiskerroin, m/s
- a = kerroin, s/m

Yhtälön 29 muodostuminen selviää luvussa 2.2.5.

Esitetyn diskretointitavan perusteella jatkuvuusyhtälön diskretoitu muoto on

$$b_i \Delta C_i + \sum_{k=m_1}^{m_2} d_k \Delta C_k + e_i = 0 \quad (30)$$

Kun $Q_{i,k} \neq 0$ saadaan kertoimille yhtälöt:

$$b_i = \frac{V_i}{\Delta t} - \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{Q_{i,k}}{e^{P_{i,k}} - 1} + \frac{A_{si} k_{sv} (1 - a u_i)}{1 + k_e u_i \Delta t} \quad (31)$$

$$d_k = -Q_{i,k} \left(1 + \frac{1}{e^{P_{i,k}-1}}\right) \quad (32)$$

$$e_i = \frac{(V_i - V_i^o)C_i^o}{\Delta t} - \sum_{k=m_1}^{m_2} Q_{i,k} \left(C_k^o + \frac{C_k^o - C_i^o}{e^{P_{i,k}-1}}\right) - \frac{A_{si}}{1 + k_e u_i \Delta t} [k_e u_i SOIL_i^o - k_{sv}(1 - au_i)C_i^o] \quad (33)$$

Kun $Q_{i,k} = 0$ lasketaan kertoimet seuraavasti:

$$b_i = \frac{V_i}{\Delta t} + \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{A_{i,k} D_{i,k}}{L_{i,k}} + \frac{A_{si} k_{sv}(1 - au_i)}{1 + k_e u_i \Delta t} \quad (34)$$

$$d_k = -\frac{A_{i,k} D_{i,k}}{L_{i,k}} \quad (35)$$

$$e_i = \frac{(V_i - V_i^o)C_i^o}{\Delta t} - \sum_{k=m_1}^{m_2} \frac{A_{i,k} D_{i,k}}{L_{i,k}} (C_k^o - C_i^o) - \frac{1}{1 + k_e u_i \Delta t} [k_e u_i SOIL_i^o - k_{sv}(1 - au_i)C_i^o] \quad (36)$$

2.2.3 Yhtälöiden ratkaisu

Edellä johdettu kaava 30 on samaa muotoa kuin pintavirtausmallissa ratkaistava yhtälö. Solut järjestetään vastaavalla tavalla ryhmiksi, jotka numeroidaan ylävirrasta alavirtaan. Kullekin ryhmälle muodostetaan jatkuvuusyhtälöiden perusteella matriisiyhtälö:

$$[M_c]\{\Delta C_c\} + [M_f]\{\Delta C_f\} + [M_p]\{\Delta C_p\} + \{e_c\} = 0 \quad (37)$$

Ratkaisu tapahtuu double sweep-menetelmällä samalla tavoin kuin pintavirtauksen yhteydessä on esitetty.

2.2.4 Reunaehdot

Ylävirran reunaehdon perusteella tiedetään, minkälaisia ainemääriä ensimmäisen ryhmän soluun (soluihin) tulee ylävirrasta. Reunaehdon mukainen ainevuoto (kg/s) vähennetään termistä e_i . Samaa menettelytapaa voidaan käyttää kaikkien niiden

solujen osalta, joihin tulee tarkasteltavaa ainetta laskenta-alueen ulkopuolelta esimerkiksi valunнан mukana.

Merkitään viimeistä ryhmää alaindeksillä N. Alavirran puoleista reunaehtoä käsitellään seuraavasti:

$$[M_N]\{\Delta C_N\} + [M_{N+1}]\{\Delta C_{N+1}\} + [M_{N-1}]\{\Delta C_{N-1}\} + \{e_N\} = 0 \quad (38)$$

$$\{\Delta C_{N-1}\} = [E_{N-1}]\{\Delta C_N\} + \{F_{N-1}\} \quad (39)$$

Oletetaan, että viimeisistä soluista siirtyy tarkasteltavaa ainetta alavirtaan vain konvektion vaikutuksesta, jolloin aikayksikössä siirtyvä ainemäärä on:

$$\{Q_{aN}C_N\} = \{Q_{aN}(C_N^0 + \Delta C_N)\} = \{Q_{aN}C_N^0\} + \{Q_{aN}\Delta C_N\} \quad (40)$$

Tässä Q_{aN} on reunaehdon mukainen virtaama.

Esitetystä olettamuksesta seuraa, että $[M_{N+1}] = 0$, jolloin

$$[M_{N+1}]\{\Delta C_{N+1}\} = 0. \quad (41)$$

Matriisiin $[M_N]$ asianomaisiin lävistäjäalkioihin on lisättävä Q_{aN} :n arvo. Lisäksi vektorista $\{e_n\}$ on jätettävä pois ryhmää N+1 koskevat termit ja siihen on lisättävä vektori $\{Q_{aN}C_N^0\}$.

Edellä esitetyn perusteella saadaan

$$\{\Delta C_N\} = -([M_N] + [M_{N-1}][E_{N-1}])^{-1}([M_{N-1}]\{F_{N-1}\} + \{e_N\}) \quad (42)$$

Tämän jälkeen voidaan laskea loput tuntemattomat vektorit double sweep-menetelmän toisen vaiheen mukaisesti.

2.2.5 Lähdetermi

Lähdetermillä S_i otetaan huomioon eroosion ja sedimentaation vaikutus tulvaveden kiintoainepitoisuuteen seuraavasti:

$$S_i = (ERO_i - SED_i)A_{si} \quad (43)$$

missä ERO_i on eroosio ja SED_i sedimentoituminen $kg/s/m^2$.

Eroosio lasketaan:

$$ERO_i = k_e u_i SOIL_i \quad (44)$$

k_e = maan eroosioherkkyyttä kuvaava kerroin, $1/m$

u_i = virtausnopeus, m/s

$SOIL_i$ = erodoituvissa oleva maamäärä, kg/m^2

Sedimentoituminen lasketaan:

$$\begin{aligned} SED_i &= k_{sv} (1 - au_i) C_i \\ k_{sv} &= \text{sedimentoitumiskerroin, m/s} \\ a &= \text{kerroin, s/m} \\ u_i &= \text{virtausnopeus, m/s} \\ C_i &= \text{veden kiintoainepitoisuus, kg/m}^3 \end{aligned} \quad (45)$$

Pellon pinnan eroosio-sedimentaatioprosessissa mukana olevan kiintoaineen ($SOIL_i$) tasetta solussa i kuvataan:

$$\frac{dSOIL_i}{dt} = SED_i - ERO_i \quad (46)$$

Ottamalla huomioon yhteys

$$\frac{dSOIL_i}{dt} = \frac{-S_i}{A_{si}} \quad (47)$$

voidaan kirjoittaa

$$SOIL_i = SOIL_i^o - \frac{S_i \Delta t}{A_{si}} \quad (48)$$

Kaavojen 43-48 perusteella saadaan

$$\begin{aligned} S_i &= (k_e u_i SOIL_i - k_{sv} (1 - au_i) C_i) A_{si} \\ &= (k_e u_i (SOIL_i^o - \frac{S_i \Delta t}{A_{si}}) - k_{sv} (1 - au_i) C_i) A_{si} \end{aligned} \quad (49)$$

Tästä voidaan ratkaista lähdetermi:

$$S_i = \frac{A_{si}}{1 + k_e u_i \Delta t} [k_e u_i SOIL_i^o - k_{sv} (1 - au_i) C_i] \quad (50)$$

2.3 Typen ja fosforin kulkeutuminen tulvavirtauksen mukana

Ravinteiden huuhtoutumisen mallinnus tapahtuu fractional-step algoritmilla. Laskennan ensimmäisessä vaiheessa lasketaan ravinnepitoisuudet kussakin solussa konvektion, dispersion ja diffuusion seurauksena. Näin saatujen pitoisuuksien perusteella lasketaan eri fraktioiden välisten reaktioiden aiheuttamat muutokset pitoisuuksiin.

2.3.1 Kulkeutumisyhtälö ja reunaehdot

Ravinteiden kulkeutumista pintavirtauksen mukana kuvataan samalla yhtälöllä jolla kuvataan kiintoaineen kulkeutumista:

$$\frac{\partial(V_i C_i)}{\partial t} = \sum_{k=m_1}^{m_2} [Q_{ij} C_{i,k} - A_{i,k} D_{i,k} \frac{\partial C_{i,k}}{\partial x_{i,k}}] + S_i \quad (51)$$

- V_i = solun i vesitilavuus, m^3
 C_i = konsentraatio solussa i, kg/m^3
 $C_{i,k}$ = konsentraatio solujen i ja k välisellä rajalla, kg/m^3
 $Q_{i,k}$ = virtaama solusta k soluun i, m^3/s
 $A_{i,k}$ = virtauspoikkileikkauksen ala solujen k ja i välillä, m^2
 $D_{i,k}$ = dispersiokerroin solujen k ja i välillä, m^2/s
 S_i = lähdetermi, kg/s
 $x_{i,k}$ = etäisyys solun k keskipisteestä solun i keskipisteen suuntaan, m

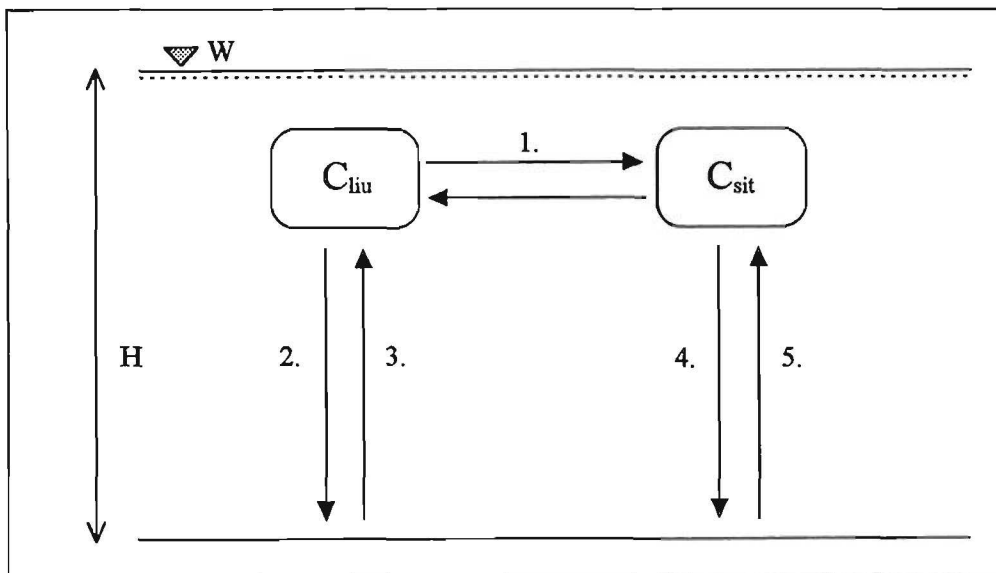
Yhtälö muodostetaan typen ja fosforin liukoille ja sitoutuneille muodoille.

Yhtälön diskretointi on esitetty kiintoaineen kulkeutumista kuvaavassa luvussa.

Samoin reunaehdot ovat vastaavat kuin kiintoaineen yhteydessä.

2.3.2 Lähdetermi

Lähdetermillä otetaan huomioon ravinteiden liukeneminen pellon pinnalta sekä vedessä olevasta kiintoaineesta veteen, ravinteiden sitoutuminen kiintoaineeseen sekä sitoutuneiden ravinteiden sedimentoituminen ja eroosio. Reaktioiden kuvauksen periaate on sama fosforille ja typelle, fraktioiden välisiä prosesseja havainnollistaa kuva 5.



Kuva 5. Liukoisen ja sitoutuneen ravinteen prosessit (C =konsentraatio, liu=liukoisessa muodossa oleva aine, sit=sitoutuneessa muodossa oleva aine, kii=kiintoaine)

Osareaktiot kuvataan seuraavasti:

Reaktio 1: Adsorptio-desorptioreaktio

$$\frac{dC_{liu}}{dt} = -k_1(k_2 C_{liu} - C_{sit})C_{kii} \quad (52)$$

Reaktio 2: Liukoisen aineen sedimentoituminen

$$SED_{liu} = \frac{a_{liu}}{H_i} C_{liu}^{\beta_{liu}} \quad (53)$$

Reaktio 3: Liukoisen aineen eroosio

$$ERO_{liu} = \begin{cases} 0, & \bar{u} < u_{cr,liu} \\ \frac{d_{liu}}{H_i} (\bar{u}^{\alpha_{liu}} - u_{cr,liu}^{\alpha_{liu}})^{\eta}, & \bar{u} \geq u_{cr,liu} \end{cases} \quad (54)$$

Reaktio 4: Sitoutuneen aineen sedimentoituminen

$$SED_{sit} = \frac{a_{sit}}{H_i} C_{sit}^{\beta_{sit}} \quad (55)$$

Reaktio 5: Sitoutuneen aineen eroosio

$$ERO_{sit} = \begin{cases} 0, & \bar{u} < u_{cr,sit} \\ \frac{d_{sit}}{H_i} (\bar{u}^{\alpha_{sit}} - u_{cr,sit}^{\alpha_{sit}})^{\eta}, & \bar{u} \geq u_{cr,sit} \end{cases} \quad (56)$$

Kaavoissa

C = konsentraatio, kg/m³

liu = liukoissa muodossa oleva ravinne

sit = sitoutuneessa muodossa oleva ravinne

kii = kiintoaine

k1 = adsorptio-desorptio reaktion kalibroitava kerroin, m³/kg/s

k2 = adsorptio-desorptio reaktion kalibroitava kerroin

β = kalibroitava eksponentti sedimentaatiomallissa

a = kalibroitava kerroin sedimentaatiomallissa, m/s kun β=1

H = vesisyvyys solussa, m

ū = keskimääräinen virtausnopeus solussa, m/s

u_{cr} = virtausnopeuden raja-arvo eroosiomallissa, m/s

α = kalibroitava eksponentti eroosiomallissa

η = kalibroitava eksponentti eroosiomallissa

d = kalibroitava kerroin eroosiomallissa, kg/m³ kun α=1 ja η=1

Ratkaisua varten liukoisen ja sitoutuneen ravinteen kokonaismuutoksille tarkasteltavassa solussa muodostetaan seuraavat yhtälöt:

$$\frac{dC_{liu,tot}}{dt} = ERO_{liu} - SED_{liu} + \frac{dC_{liu}}{dt} \quad (57)$$

$$\frac{dC_{sit,tot}}{dt} = ERO_{sit} - SED_{sit} - \frac{dC_{liu}}{dt} \quad (58)$$

C_{liu,tot} tarkoittaa liukoisen aineen kokonaismäärää ja vastaavasti C_{sit,tot} sitoutuneen aineen kokonaismäärää tarkasteltavassa solussa. Yhtälöt ratkaistaan Newton-Raphson-algoritmillä.

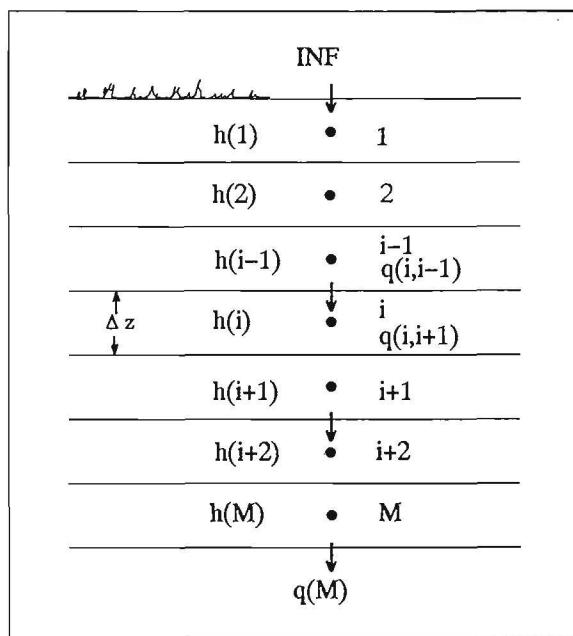
2.4 Maaveden virtausmalli

Maaveden virtausta lasketaan homogeenisiin kerroksiin jaetussa maakolumnissa. Mallissa oletetaan, että virtaus pohjavedenpinnan yläpuolisissa kyllästymättömissä maakerroksissa tapahtuu vertikaalisuunnassa ja kyllästyneissä maakerroksissa pohjavedenpinnan alapuolella horisontaalisuunnassa.

Laskenta maan kyllästymättömässä vyöhykkeessä perustuu Darcyn lakiin. Vaakasuuuntaisen virtauksen laskennassa sovelletaan Hooghoudtin yhtälöä, jota ovat käyttäneet mm. Skaggs ja Gilliam (1984) sekä Karvonen (1988).

2.4.1 Kerroksen jatkuvuusyhtälö

Maaprofiilin oletetaan koostuvan homogeenisista kerroksista, joita merkitään numeroilla $1, 2, \dots, i-1, i, i+1, \dots, M$.



Kuva 6. Maakolumnin jakaminen kerroksiin.

Veden virtaukselle kerrosten välillä voidaan kirjoittaa (Vakkilainen 1986):

$$q = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (59)$$

missä

q = virtauksen vuo, m/s

h = maaveden painepotentiaali, m

$K(h)$ = hydraulinen johtavuus painepotentiaalin funktiona, m/s

Sovelletaan jatkuvuusyhtälöä:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (60)$$

missä

q = maaveden vuo, m/s

θ = vesipitoisuus, m³/m³

t = aika, s

S = nielutermi, 1/s

Ottamalla käyttöön vedenpidätyskäyrän derivaatalle merkintä

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (61)$$

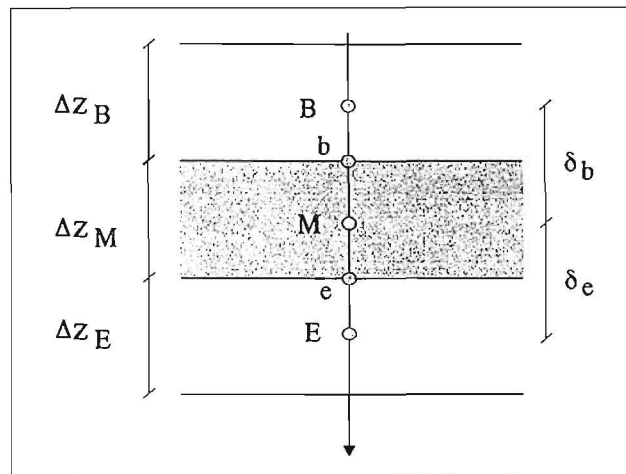
voidaan esitettyjen yhtälöiden perusteella kirjoittaa:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)] - S \quad (62)$$

Yhtälön ratkaisua ovat käsitelleet mm. Karvonen ja Vakkilainen (1983) sekä Karvonen (1986,1988).

2.4.2 Jatkuvuusyhtälön diskretointi

Käytetään painepotentiaalista merkintää h^o ajanhetkellä t ja h ajanhetkellä $t + \Delta t$ (Δt =aika-askel, s). Tarkastellaan kolmea maakerrosta, joita merkitään alaindekseillä B,M ja E:



Kuva 7. Maakerrosten merkinnät diskretoidussa yhtälössä.

Käytetään implisiittistä menetelmää, jolloin jatkuvuusyhtälön eri termit voidaan diskretoida seuraavasti:

$$C(h_M) \frac{\partial h}{\partial t} \approx C(h_M) \frac{(h_M - h_M^o)}{\Delta t} \quad (63)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} [K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)] - S \quad (64)$$

$$\approx \frac{1}{\Delta z_M} \left[K(h_E) \frac{h_E - h_M}{\delta_e} - K(h_E) - K(h_B) \frac{h_M - h_B}{\delta_b} + K(h_B) \right] - S_M$$

2.4.3 Yhtälöiden ratkaisu

Ratkaisua varten muodostetaan em. diskretoitujen yhtälöiden kaltaiset yhtälöt jokaiselle kerrokselle. Näin saadaan M:n yhtälön ryhmä, joka voidaan ratkaista.

Kun approksimoidaan kertoimien $C(h)$ ja $K(h)$ arvoja vanhan aika-askeleen arvoilla, päästään yhtälöiden ratkaisussa lineaariseen yhtälöryhmään, joka on muotoa:

$$[A] \cdot \{h\} = \{f\} \quad (65)$$

missä A on kerroinmatriisi, h on tuntemattomat painepotentiaalin arvot sisältävä vektori ja f on vektori, johon on koottu kaikki vakiotermit.

Keräämällä diskretoiduista yhtälöistä kaikki tuntemattomat termit vasemmalle puolelle ja tunnetut termit oikealle puolelle saadaan yhtälö, joka on muotoa:

$$a_M h_B + b_M h_M + c_M h_E = f_M \quad (66)$$

Kertoimet a_M , b_M ja c_M ovat tuntemattomien termien kertoimet ja f_M vakiotermien summa.

Muodostamalla em. yhtälöä vastaavat yhtälöt jokaiselle kerrokselle saadaan kaavan 66 mukainen yhtälöryhmä, joka on tridiagonaalinen, eli kukin yhtälö sisältää korkeintaan kolme tuntematonta. Syntyvä yhtälöryhmä voidaan esittää matriisimuodossa seuraavasti:

$$\begin{pmatrix} b_1 c_1 & & & & \\ & a_2 b_2 c_2 & & & \\ & & a_3 b_3 c_3 & & \\ & & \dots & & \\ & & \dots & & \\ & & & a_{M-1} b_{M-1} c_{M-1} & \\ & & & & a_M b_M \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \vdots \\ h_{M-1} \\ h_M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} f_1 \\ f_2 \\ f_3 \\ \vdots \\ f_{M-1} \\ f_M \end{pmatrix} \quad (67)$$

Yhtälöryhmä voidaan ratkaista Thomasin algoritmilla. Ensimmäisessä vaiheessa eliminoidaan diagonaalin yläpuoliset termit. Tämän jälkeen ratkaistaan tuntemattomat sijoituksella takaisinpäin alkaen viimeisestä kerroksesta M .

2.4.4 Reunaehdot

Ylimmän kerroksen reunaehtona voidaan käyttää joko tunnettua painepotentiaalin arvoa maanpinnassa tai tunnettua infiltraatiota.

Infiltraatioreunaehto voidaan esittää:

$$I = I_{\max}, \text{ kun } P \geq I_{\max}$$

$$I = P, \text{ kun } P < I_{\max}$$

missä

I = laskennassa käytettävä infiltraatio, m/s

I_{\max} = suurin mahdollinen infiltraatio, m/s

P = sadanta, m/s

Diskretoitu yhtälö saa tällöin muodon:

$$C(h_M) \frac{h_M - h_M^o}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_M} \left[K(h_E) \frac{h_E - h_M}{\delta_e} - K(h_E) + I \right] - S_M \quad (68)$$

Kun reunaehtona on painepotentiaali h_b^r maan pinnalla, diskretoitu yhtälö voidaan kirjoittaa:

$$\begin{aligned} C(h_M) \frac{h_M - h_M^o}{\Delta t} &= \frac{1}{\Delta z_M} \left[K(h_E) \frac{h_E - h_M}{\delta_e} - K(h_E) - K(h_b^r) \frac{h_M - h_b^r}{\delta_b} + K(h_b^r) \right] - S_M \\ &= \frac{1}{\Delta z_M} \left[K(h_E) \frac{h_E - h_M}{\delta_e} - K(h_E) - K(h_b^r) \frac{h_M - h_b^r}{\delta_b} + K(h_b^r) \right] - S_M \end{aligned} \quad (69)$$

Maakolumnin alimmassa kerroksessa reunaehtona on vuon arvo nolla. Diskretoitu yhtälö saa muodon:

$$C(h_M) \frac{h_M - h_M^o}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_M} \left[-K(h_B) \frac{h_M - h_B}{\delta_b} + K(h_b) \right] - S_M \quad (70)$$

2.4.5 Nielutermi

Haihdunta ja virtaus salaojiin otetaan huomioon nielutermissä seuraavasti:

$$S_M = S_d + S_e \quad (71)$$

missä

S_M = nielutermi kerroksessa m, 1/s

S_d = salaojan kerroksesta m virtaava vesimäärä, 1/s

S_e = haihdunnan seurauksena kerroksesta m poistuva vesimäärä, 1/s

Haihdunnan laskentaan käytetään Vakkilaisen (1982) esittämää kaavaa, jolla astiahaihdunta muunnetaan potentiaaliseksi haihdunnaksi:

$$EPOT = E_A(0,05 + 0,18 \ln(t)) \quad (72)$$

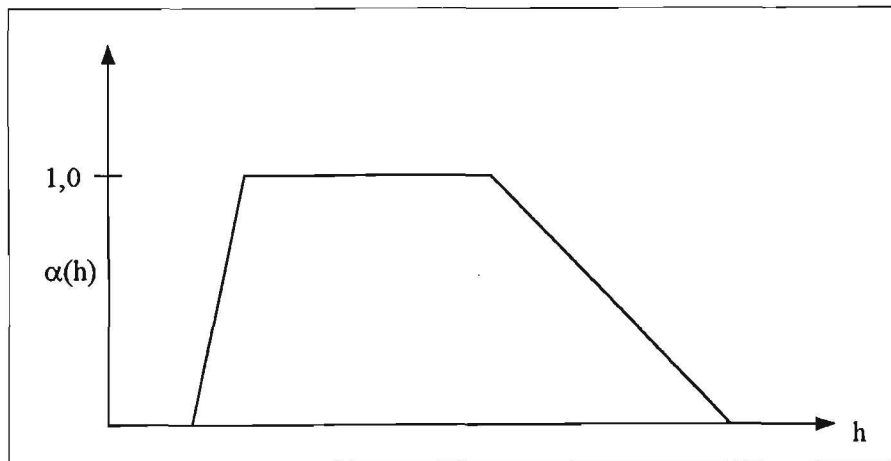
missä

t = aika päivinä toukokuun alusta lähtien

E_A = Class A -astialla mitattu haihdunta, mm/d

Kaavan antama haihdunta jaetaan nelutermiksi juuristovyöhykkeessä oleville kerroksille. Lisäksi siinä otetaan huomioon maankosteuden vaikutus:

$$EP = \alpha(h) EPOT \quad (73)$$



Kuva 8. Kertoimen $\alpha(h)$ ja painepotentiaalin välinen yhteys (Feddes 1978, ref. Karvonen 1986).

Haihduntaa lasketaan toukokuun alusta syyskuun loppuun. Sateen aikana haihdunta oletetaan nollassi.

Virtaus sala- tai avo-ojiin lasketaan ojalinjojen puolivälissä vallitsevan pohjavedenpinnankorkeuden sekä pääuoman vedenkorkeuden perusteella Hooghoudtin kaavalla:

$$q = \frac{8K_2d_e h_M + 4K_1 h_M^2}{L^2} \quad (74)$$

q = virtaus sala- tai avo-ojaan, m/s

L = ojaväli, m

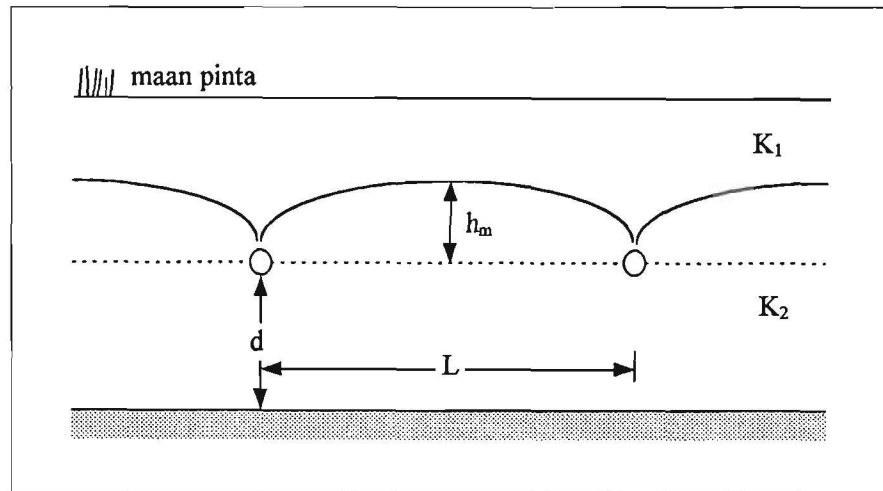
h_m = pohjavedenpinnan korkeus ojalinjojen puolivälissä ojalinjoilla vallitsevasta painetasosta mitattuna, m

d_e = ekvivalenttisyvyys, m

d = vettäläpäisemättömän kerroksen etäisyys ojatasosta, m

K_1 = hydraulinen johtavuus ojatasen yläpuolella, m/s

K_2 = hydraulinen johtavuus ojatasen alapuolella, m/s



Kuva 9. Kaaviokuva Hooghoudtin yhtälössä käytettävistä merkinnöistä.

Ekvivalenttisyvyyden arvo määritetään Moodyn (1966, ref. Skaggs & Gilliam 1986) esittämällä yhtälöillä:

kun $0 < d/L < 0,3$

$$d_e = \frac{d}{1 + \frac{d}{L} \left[\frac{8}{\pi} \ln\left(\frac{d}{r}\right) - \alpha \right]} \quad (75)$$

missä

$$\alpha = 3,55 - 1,6 \frac{d}{L} + 2 \left(\frac{d}{L} \right)^2 \quad (76)$$

ja kun $d/L > 0,3$

$$d_e = \frac{L}{8 \left[\ln\left(\frac{L}{r}\right) - 1,15 \right]} \quad (77)$$

missä r on putken säde metreinä.

Salaojavirtaus otetaan huomioon nieluterminä pohjavedenpinnan alaisissa maakerroksissa.

2.5 Typen ja fosforin huuhtoutuminen maaperässä

Ravinteiden huuhtoutumista lasketaan samoissa maakerroksissa, joissa maaveden virtausta lasketaan käyttämällä hyväksi maavesimallilla laskettuja kerrosten kosteuksia ja kerrosten välisiä virtauksia. Laskenta tapahtuu fractional step -algoritmilla siten, että ensin lasketaan kunkin aineen konsentraatio kerroksissa kulkeutumisen seurauksena, ja näiden konsentraatioiden perusteella lasketaan reaktioiden aiheuttama muutos konsentraatioon.

Typen osalta laskennassa ovat mukana liukoiset ammonium ja nitraatti, sitoutunut ammonium sekä orgaaninen tyyppi. Fosforin osalta lasketaan sitoutunutta ja liukoista fosforia.

Ravinteiden kulkeutuminen yleisessä muodossa voidaan esittää seuraavasti:

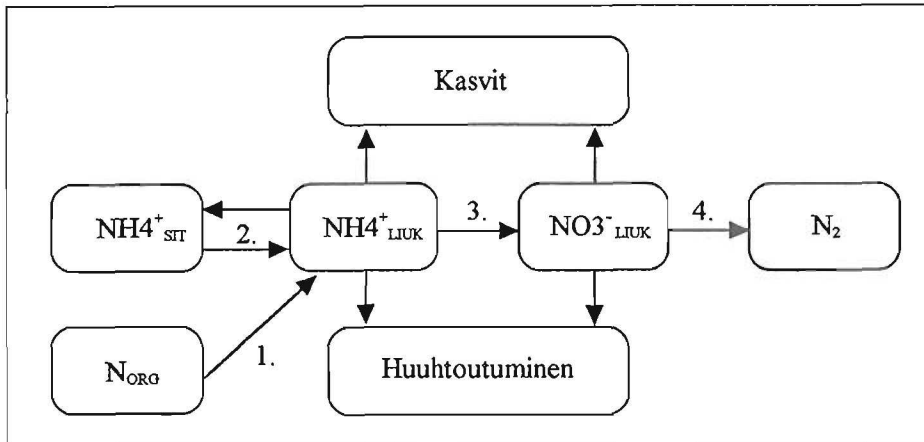
$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qC)}{\partial z} - S_d C_i + \sum S_r \quad (78)$$

missä

- C = tarkasteltavan aineen konsentraatio maavedessä, kg/m^3
 θ = maan vesipitoisuus, m^3/m^3
 q = maaveden vuo, m/s
 D = dispersiokerroin, m^2/s
 S_d = kerroksesta sala- tai avo-ojaan poistuva vesimäärä, $1/\text{s}$
 $\sum S_r$ = reaktiot, $\text{kg/m}^3/\text{s}$

Typen reaktiot

Typen reaktioista maaperässä otetaan huomioon nitrifikaatio, denitrifikaatio, mineralisaatio ja ammoniumin pidäytyminen maahiukkasten pinnolle. Lisäksi huomioidaan kasvien typen otto ja liukoisten muotojen huuhtoutuminen:



Kuva 10. Typen reaktiot mallissa.

Käytetään seuraavia merkintöjä:

- \bar{C}_{Norg} = orgaanisen typen määrä (kg/kg-maa)
 C_{NH4} = liukoisen ammoniumin pitoisuus (kg/m^3)
 \bar{C}_{NH4} = sitoutuneen ammoniumin pitoisuus (kg/kg-maa)
 C_{NO3} = liukoisen nitraatin pitoisuus (kg/m^3)

Osareaktiot voidaan kuvata seuraavasti:

1. Reaktio: Orgaanisen typen mineralisaatio

$$\frac{d\bar{C}_{Norg}}{dt} = -K_M \bar{C}_{Norg} \quad (79)$$

eli voidaan kirjoittaa

$$\frac{dC_{NH4}}{dt} = \lambda K_M \bar{C}_{Norg} \quad (80)$$

K_M on kalibroitava kerroin, jonka suuruuteen vaikuttavat lämpötila ja kosteus.
 λ on muuntokerroin, joka määritellään seuraavasti:

$$\lambda = \frac{\rho_{maa}(1 - \theta_{porosity})}{\theta_{water}} \quad (81)$$

ρ_{maa} = maan tilavuuspaino, kg-maa/m³-maa

$\theta_{porosity}$ = maan huokoisuus, m³/m³

θ_{water} = maan vesipitoisuus, m³/m³

Reaktio 2. Ammoniumin adsorptio-desorptio

$$\frac{d\bar{C}_{NH4}}{dt} = K_{NH4}^{ads}(\bar{C}_{NH4}^e - \bar{C}_{NH4}) \quad (82)$$

C_{NH4}^e saadaan Langmuirin isotermillä:

$$\bar{C}_{NH4}^e = \frac{A_{NH4} C_{NH4} 10^3}{1 + b_{NH4} C_{NH4} 10^3} \quad (83)$$

A_{NH4} ja b_{NH4} kalibroidaan.

Reaktio 3. Nitrifikaatio

$$\frac{dC_{NH4}}{dt} = -K_N C_{NH4} \quad (84)$$

K_N on kalibroitava kerroin, jonka suuruuteen vaikuttavat lämpötila ja kosteus.

Reaktio 4. Denitrifikaatio

$$\frac{dC_{NO3}}{dt} = -K_{DN} C_{NO3} \quad (85)$$

K_{DN} on kalibroitava kerroin, jonka suuruuteen vaikuttavat lämpötila ja kosteus.

Fosforin reaktiot

Fosforin reaktioista otetaan huomioon adsorptio-desorptio-prosessi. Sitä kuvataan samalla tavalla kuin ammoniumin vastaavaa reaktiota:

$$\frac{d\bar{C}_P}{dt} = K_P^{ads}(\bar{C}_P^e - \bar{C}_P) \quad (86)$$

C_P^e saadaan Langmuirin isotermillä:

$$\bar{C}_P^e = \frac{A_P C_P 10^3}{1 + b_P C_P 10^3} \quad (87)$$

A_P ja b_P kalibroidaan.

2.5.1 Kulkeutumisyhtälön diskretointi

Käytetään implisiittistä menetelmää ja jätetään reaktio-osa pois. Lähtöyhtälö voidaan esittää seuraavasti:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qC)}{\partial z} - S_d C_i \quad (88)$$

missä

- C = tarkasteltavan aineen konsentraatio maavedessä, kg/m³
- θ = maan vesipitoisuus, m³/m³
- q = maaveden vuo, m/s
- D = dispersiokerroin, m²/s
- S_d = kerroksesta sala- tai avo-ojaan poistuva vesimäärä, 1/s

Käytetään samaa merkintätapaa kuin kulkeutumisyhtälön diskretoinnissa käytettiin (kuva 7). Elementtiä M (solmupistettä M) koskeva diskretoitu yhtälö on

$$r_M C_{iM} = r_E C_{iE} + r_B C_{iB} + r_M^o C_{iM}^o \quad (89)$$

Tässä C_{iM} , C_{iE} ja C_{iB} ovat aineen i konsentraatioita pisteissä M , E ja B ajanhetkellä $t + \Delta t$ (aika-askeleen lopussa). C_{iM}^o on konsentraatio pisteessä M ajanhetkellä t (aika-askeleen alussa). Yhtälön kertoimet lasketaan seuraavasti:

$$r_E = \frac{q_e}{\exp(P_e) - 1} \quad (90)$$

$$r_B = q_b \left(1 + \frac{1}{\exp(P_b) - 1} \right) \quad (91)$$

$$r_M^o = \theta_M^o \frac{\Delta z_M}{\Delta t} \quad (92)$$

$$r_M = r_E + r_B + r_M^o + S_M \Delta z_M \quad (93)$$

Tekijät P_b ja P_e ovat Pecletin lukuja pisteissä b ja e ja ne lasketaan seuraavasti:

$$P_b = \frac{q_b \delta_b}{\theta_b D_b} \quad (94)$$

$$P_e = \frac{q_e \delta_e}{\theta_e D_e} \quad (95)$$

Vuot q_b ja q_e sekä vesipitoisuudet θ_b ja θ_e saadaan virtauslaskennasta. Myös nielutermi S_M saadaan virtauslaskennasta (S_M = elementistä M salaojiin poistuva vesimäärä z -akselin pituusyksikköä kohti).

Dispersiokerroin D lasketaan seuraavasti:

$$D = a_L u + D^* \quad (96)$$

a_L = dispersiviteetti, m
 u = virtausnopeus, m/s
 D^* = diffuusiovakio, m²/s

2.5.2 Yhtälöiden ratkaisu ja reunaehdot

Kulkeutuminen

Kulkeutumisosan ratkaisua varten muodostetaan em. diskretoitujen yhtälöiden kaltaiset yhtälöt jokaiselle kerrokselle. Näin saadaan M:n yhtälön ryhmä, joka voidaan ratkaista.

Yläpuolen reunaehtona on tunnettu ainepitoisuus C_{ib} maakerrokseen tulevassa vedessä pisteessä b. Yhtälössä sijoitetaan tuntemattoman C_{ib} paikalle tunnettu arvo C_{ib} , jolloin pistettä M koskevaksi yhtälöksi tulee:

$$r_M C_{iM} = r_E C_{iE} + r_B C_{iB} + r_M^o C_{iM}^o \quad (97)$$

Tuntemattomia ovat tässä yhtälössä siis vain C_{iM} ja C_{iE} .

Alareunalla oletetaan dispersion olevan 0, jolloin $P_e = \infty$ ja $r_E = 0$. Tällöin yhtälöä 89 vastaava yhtälö on:

$$r_M C_{iM} = r_B C_{iB} + r_M^o C_{iM}^o \quad (98)$$

Yhtälöryhmän ratkaisu tapahtuu aiemmin kuvatulla Thomasin algoritmilla.

Reaktiot

Reaktio-osan ratkaisemiseksi muodostetaan yhtälöt typen ja fosforin eri fraktioille:

Liukoinen ammonium:

$$\frac{dC_{NH_4}}{dt} = \lambda K_M \bar{C}_{Norg} - K_N C_{NH_4} - \lambda K_{NH_4}^{ads} \left(\frac{A C_{NH_4} 10^3}{1 + b C_{NH_4} 10^3} - \bar{C}_{NH_4} \right) + PF_{NH_4} \quad (99)$$

Sitoutunut ammonium:

$$\frac{d\bar{C}_{NH_4}}{dt} = K_{NH_4}^{ads} \left(\frac{A C_{NH_4} 10^3}{1 + b C_{NH_4} 10^3} - \bar{C}_{NH_4} \right) \quad (100)$$

Nitraatti:

$$\frac{dC_{NO_3}}{dt} = K_N C_{NH_4} - K_{DN} C_{NO_3} + PF_{NO_3} \quad (101)$$

Orgaaninen typpi:

$$\frac{d\bar{C}_{Norg}}{dt} = -K_M \bar{C}_{Norg} \quad (102)$$

Liukoisessa muodossa oleva fosfori:

$$\frac{dC_P}{dt} = -\lambda K_P^{ads} \left(\frac{A C_P 10^3}{1 + b C_P 10^3} - \bar{C}_P \right) - P F_P \quad (103)$$

Sitoutunut fosfori:

$$\frac{d\bar{C}_P}{dt} = K_P^{ads} \left(\frac{A C_P 10^3}{1 + b C_P 10^3} - \bar{C}_P \right) \quad (104)$$

PF_{NH_4} , PF_{NO_3} ja PF_P kuvaavat kasvien ottamaa sekä lannoitteesta tulevaa liukoista ammoniumia, nitraattia ja fosforia.

Yhtälöryhmä ratkaistaan Newton-Raphson menetelmällä ja saaduilla arviolla korjataan kulkeutumisosalla laskettuja pitoisuuksia.

3

Laskennan kulku

Tietokonemalli koostuu seuraavista osamalleista:

FFLOW (FloodFlow)

Pintavirtausmalli, joka kuvaa veden virtausta uomissa sekä pellon pinnalla.

FQUAL (FloodQuality)

Pintaveden laatumalli, joka kuvaa kiintoaineen, typen ja fosforin kulkeutumista pintavirtauksen mukana.

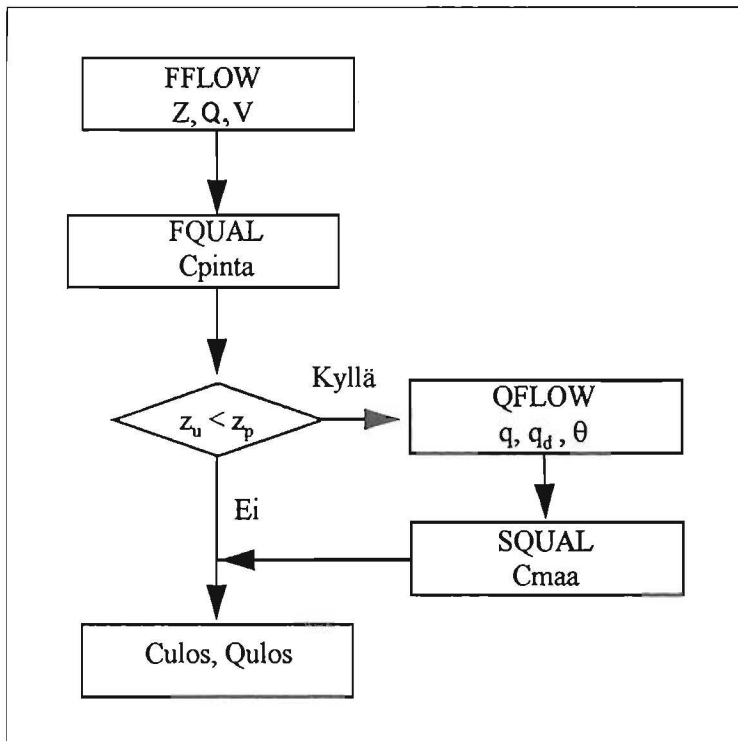
SFLOW (SoilFlow)

Maavesimalli, joka kuvaa maaveden virtausta.

SQUAL (SoilQuality)

Maaveden laatumalli, joka kuvaa ravinteiden huuhtoutumista ja reaktiotita maaperässä.

Yhden aika-askeleen laskentaa havainnollistaa seuraava kaavio:



Kuva 11. Mallin laskentakaavio (z = vedenkorkeus solussa, Q = virtaama solujen välillä, v = virtausnopeus, C_{pinta} = pintavalunnan ainepitoisuus, z_u = vedenkorkeus uomassa, z_p = vedenkorkeus pellolla, θ = vesipitoisuus maakerroksessa, q = virtauksen vuo maakerrosten välillä, q_d = virtaus salaojiin, C_{maa} = ravinnepitoisuus maavedessä, Q_{ulos} = menovirtaama tulva-alueelta, C_{ulos} = menovirtaaman kiintoaine- ja ravinnepitoisuus).

Laskenta etenee seuraavasti:

- Lasketaan virtaamat ja virtausnopeudet solujen välillä sekä vedenkorkeudet ja vesitilavuudet soluissa (FFLOW).
- Lasketaan pintavirtausmallin tulosten perusteella kiintoaineen, typen ja fosforin kulkeutuminen solusta toiseen, eroosio ja sedimentoituminen sekä reaktiot (FQUAL).
- Jos vesipinta ennalta valitussa solussa laskee määritellyn raja-arvon alapuolelle, esim. kun tulvavesi on poistunut pelloilta, lasketaan maavesimallilla SFLOW maaperästä huuhtoutuva vesimäärä ja maaveden laatumallilla SQUAL maaveden laatu.
- Tulva-alueelta aika-askeleella poistuva ainemäärä saadaan yhdistämällä em. malleilla lasketut vesimäärä- ja laatatulokset.

Käytännössä laskenta tapahtuu siten, että pintavirtausohjelmalla simuloidaan haluttu ajanjakso ja kirjoitetaan tulokset jokaiselta aika-askeleelta tiedostoon. Näin muodostetusta tiedostosta luetaan tiedot veden laatumalleihin ja maavesimalliin.

4

Mallin kalibrointi Nummenjoelle

4.1 Tutkimusalue

Nummenjoen tulva-alue sijaitsee Nummenjoen ja Pusulanjoen risteyksessä, valtatie 1 varrella noin 60 kilometriä Helsingistä. Alue on kokonaan viljelyksessä olevaa peltoa (kuva 12).

Tulva-alueen ala on suurimmillaan noin 250 hehtaaria. Kuvassa 13 on esitetty havaittuja vedenkorkeuksia vuosina 1987-1994 tulva-alueen alapuolisella asteikolla ja kuvassa 14 alueen maanpinnan korkeuden ja pinta-alan välinen yhteys.

Tulva-alueen yläpuolisen valuma-alueen ala on noin 540 km², josta noin puolet on Pusulanjoen ja puolet Nummenjoen valuma-alueita. Itse tulva-alueen valuma-alue on noin 16 km².

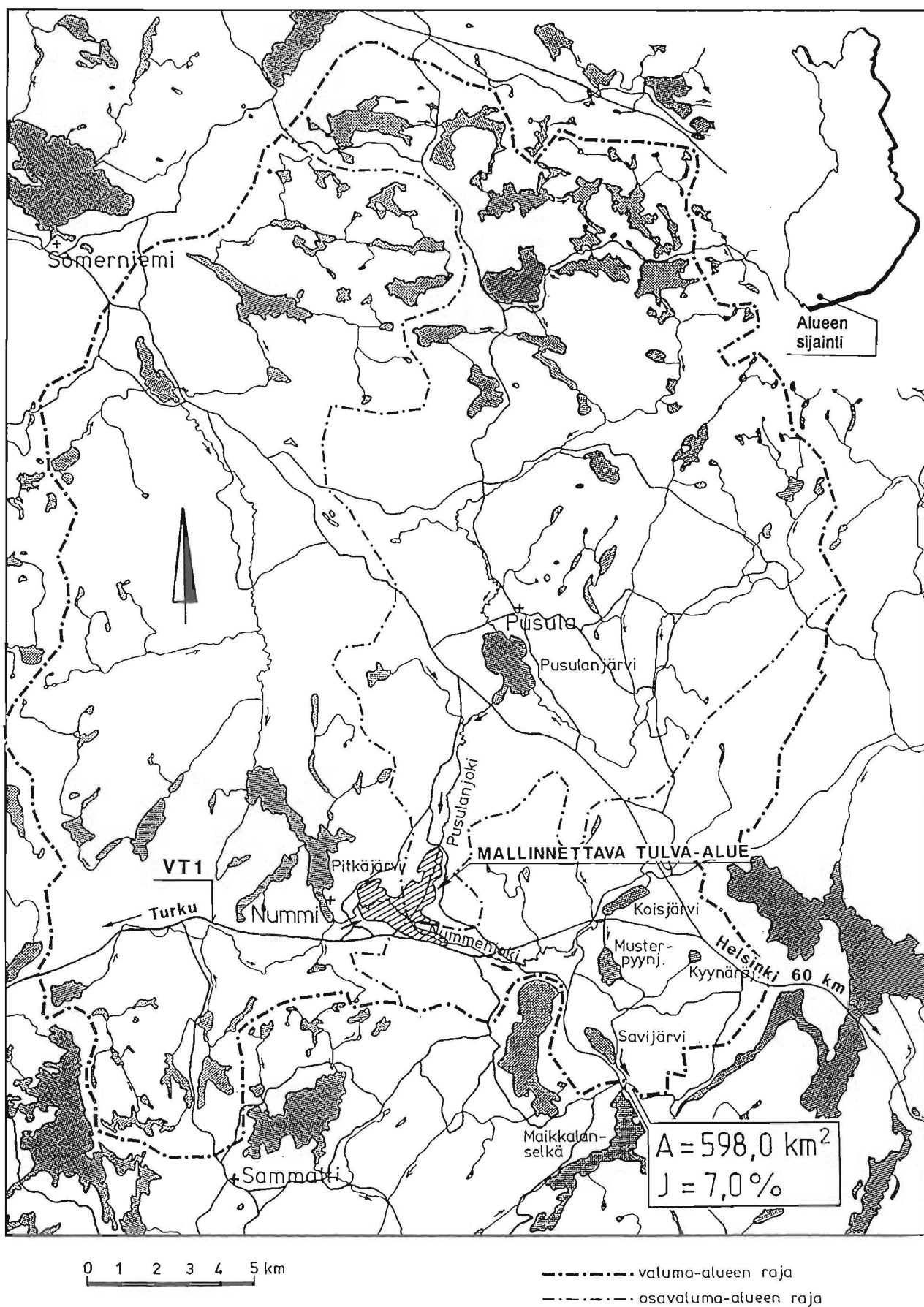
Matkaa tulva-alueen yläreunalta Nummenjoelta Pusulanjoen yhtymäkohtaan on noin 1,8 km. Vastaavasti Pusulanjoelta tulva-alueen yläreunalta jokien risteykseen on noin 2,5 km. Yhtymäkohdasta joki jatkuu Nummenjokena, matkaa tulva-alueen alareunalle on noin 0,8 km.

4.2 Aineisto

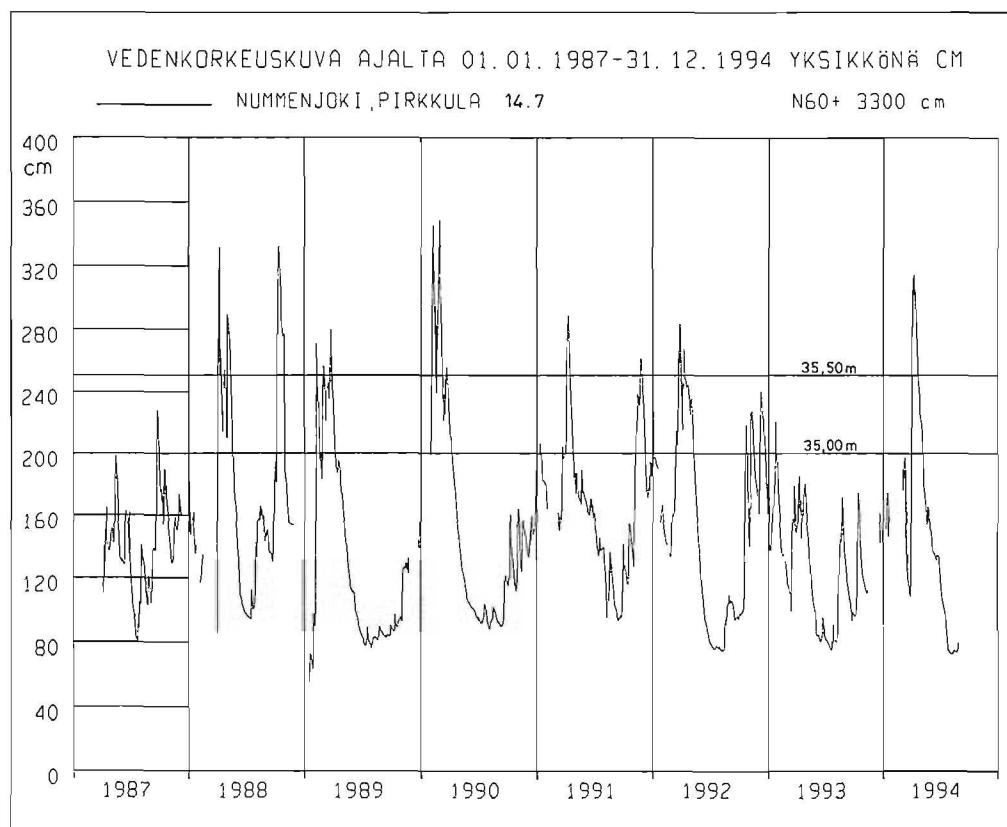
Simuloinnissa käytetty hydrologinen ja vedenlaatuaineisto on kerätty kevään -95 aikana. Havainnointi ja näytteenotto tapahtui pääosin kolmella mitta-asemalla, jotka sijaitsivat Nummenjoella tulva-alueen yläpuolella (Nummenjoki 18,0), Pusulanjoella tulva-alueen yläpuolella ja Nummenjoella tulva-alueen alapuolella (Nummenjoki 14,7) (kuva 15).

Hydrologia

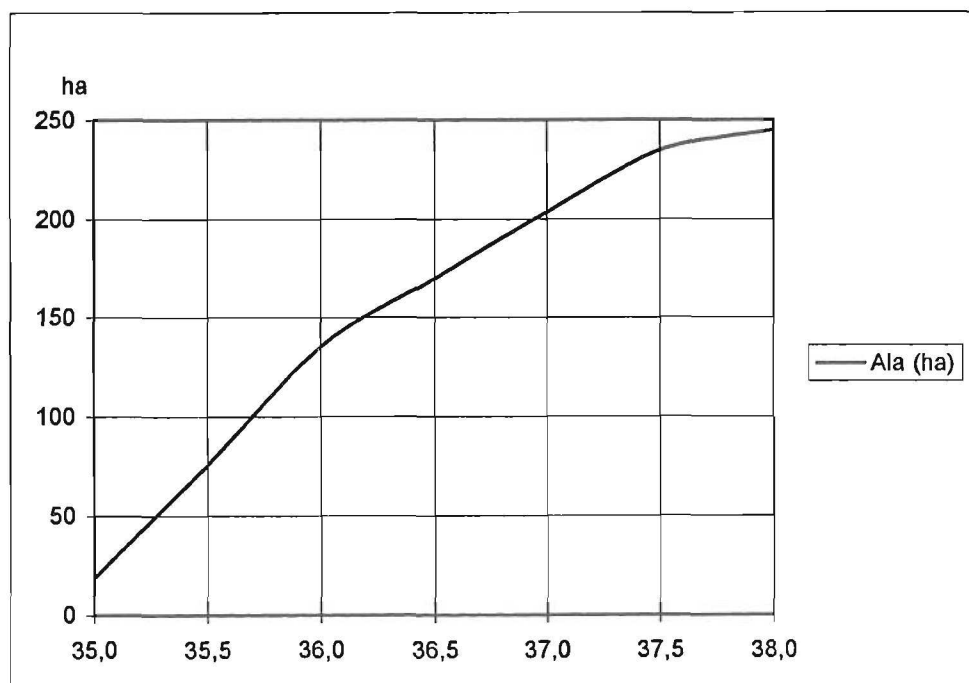
Vedenkorkeustietoja kerättiin jatkuvatoimisilla automaattisilla tallentimilla sekä asteikkohavainnoin. Asteikkohavainnot on esitetty kuvassa 16. Jatkuvatoimisista havainnoista ainoastaan Pusulanjoen tallentimen tiedot voitiin hyödyntää.



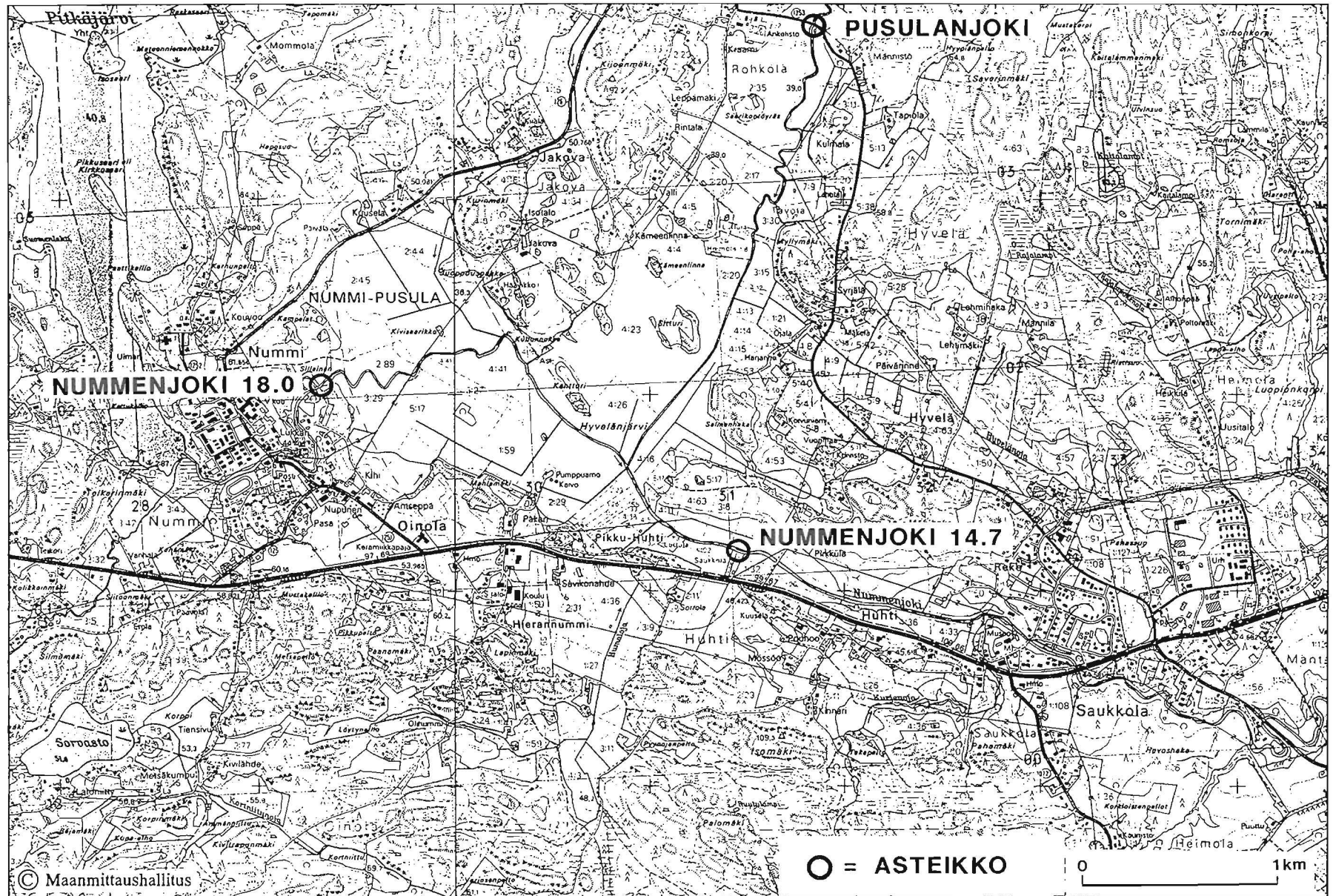
Kuva 12. Nummenjoen tulva-alueen sijainti



Kuva 13. Havaitut vedenkorkeudet Nummenjoella vuosina 1987-1994.

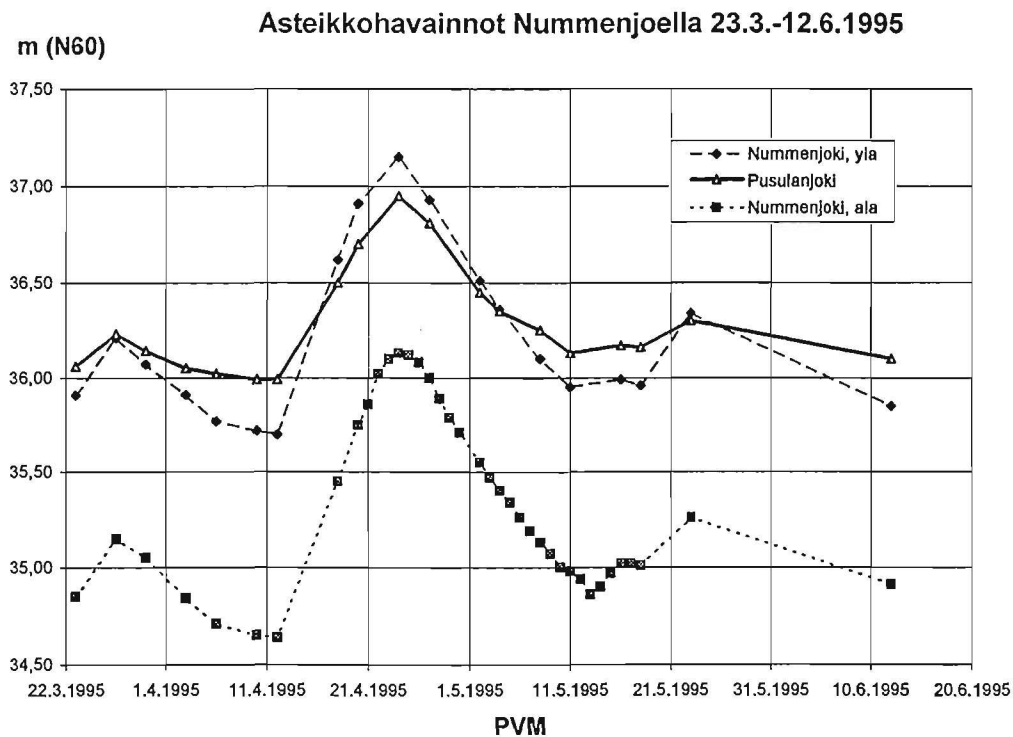


Kuva 14. Tutkimusalueen korkeus-pinta-ala -käyrä.



Kuva 15. Havaintoasemien sijainti tutkimusalueella.

Ote peruskartasta 2023 11, pienennös



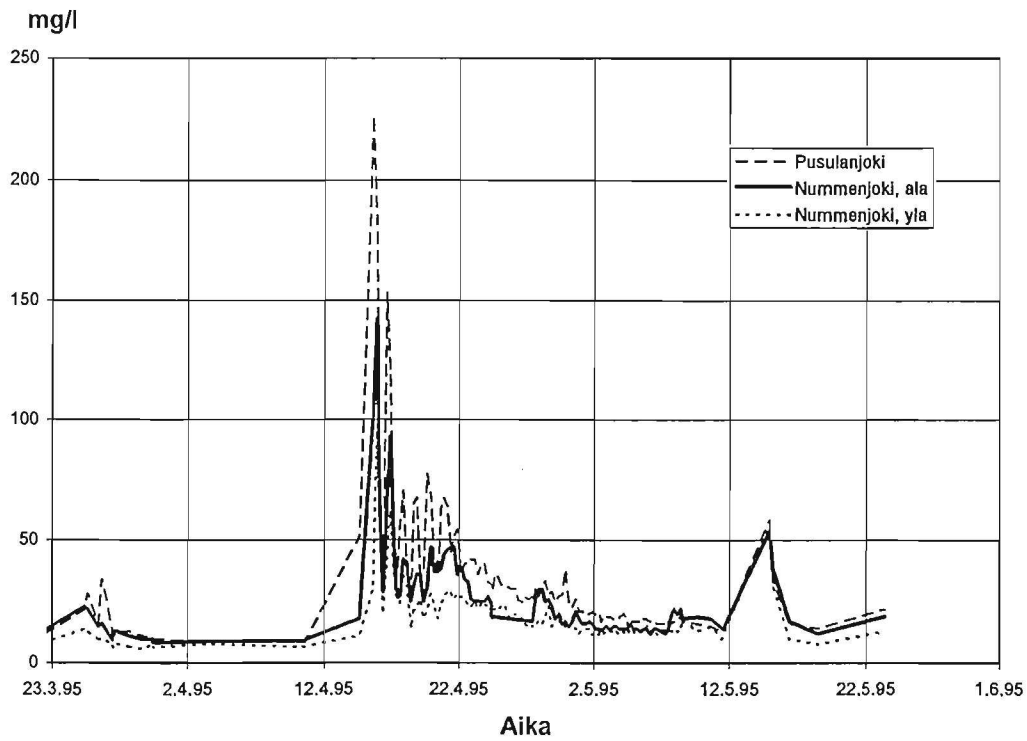
Kuva 16. Vedenkorkeuksien asteikkohavainnot 23.3.-12.6.1995.

Sadantaa mitattiin automaattisella sademittarilla Pusulanjoen mitta-aseman kohdalla.

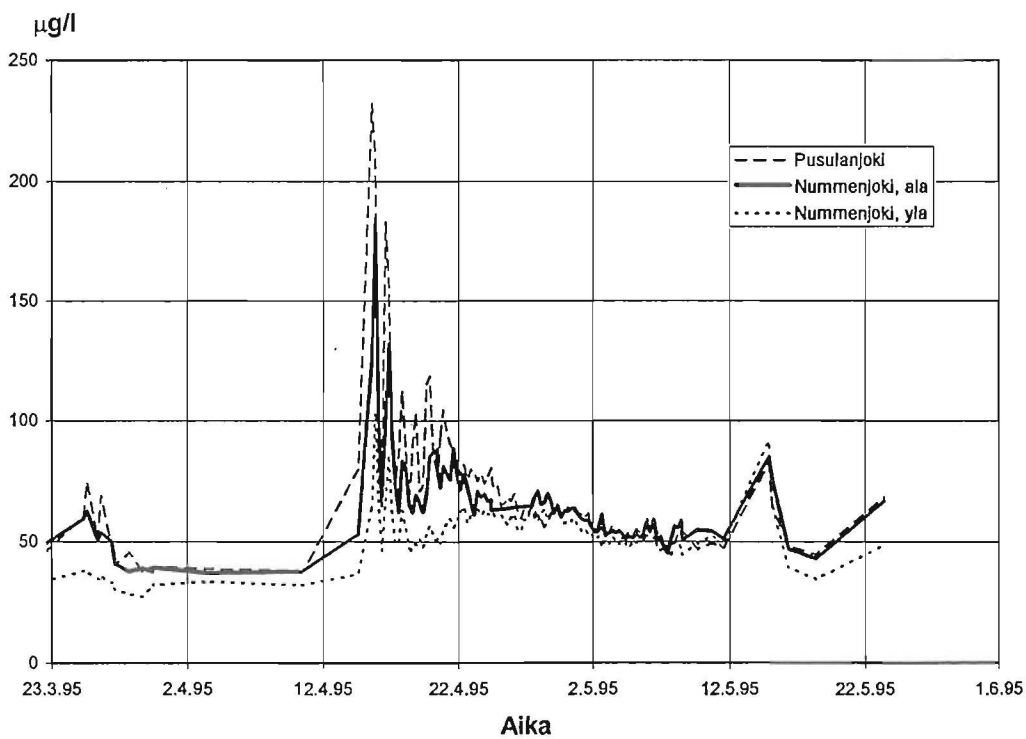
Tulo- ja menovirtaamat määritettiin purkautumiskäyrien perusteella. Tulva-alueelle tulevan sivuvaluman oletettiin olevan samaa suuruusluokkaa pinta-alayksikköä kohden kuin koko valuma-alueen valuman. Tulo- ja menovirtaamat on esitetty jäljempänä simulointitulosten esittelyn yhteydessä kuvassa 24.

Veden laatu

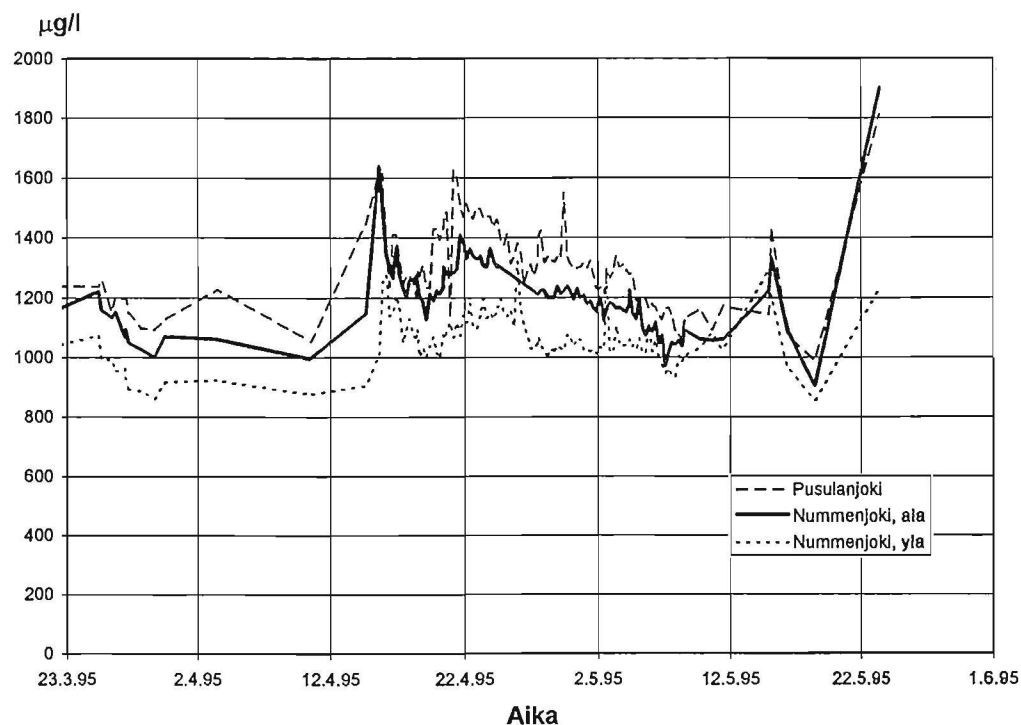
Automaattisia näytteitä otettiin kolmella havaintoasemalla tiheimmillään neljästi vuorokaudessa (6 tunnin välein). Lisäksi otettiin käsinäytteitä. Automaattisten näytteenotinten näytteistä analysoitiin lämpötila, sameus, kiintoaine, sähkönjohtavuus, pH, kokonaistyyppi ja kokonaisfosfori. Lisäksi käsinäytteistä analysoitiin ravinteiden liukoiset fraktiot. Kuvissa 17, 18 ja 19 on esitetty havaitut kiintoaine, fosfori- ja typpipitoisuudet.



Kuva 17. Havaitut kiintoainepitoisuudet



Kuva 18. Havaitut kokonaisfosforipitoisuudet.



Kuva 19. Havaitut kokonaistyyppipitoisuudet.

Muu aineisto

Alueelta otettiin maaperänäytteitä viidestä pisteestä. Maanäytteistä analysoitiin pH, vesipitoisuus, raekokojakauma ja humuspitoisuus.

Sedimentoitumista pyrittiin mittaamaan alueelle viiteen kohtaan asetetuilla sedimentoitumislevyillä. Käyttökelpoisia tuloksia ei onnistuttu saamaan. Routaa mitattiin alueella kahdessa pisteessä.

Havaintojen analysointi

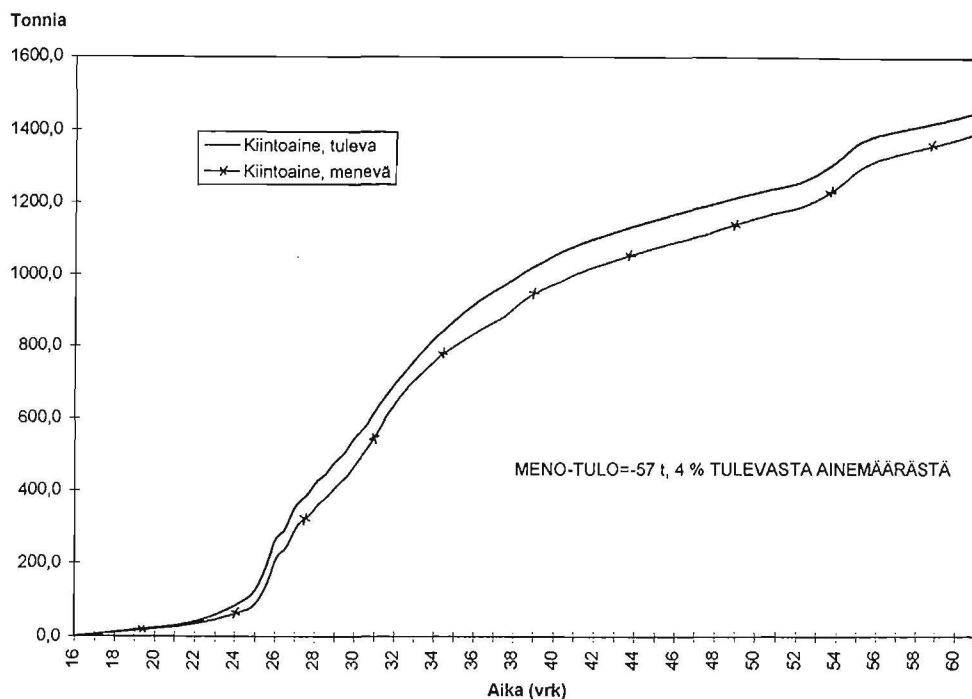
Havaittujen pitoisuuksien ja virtaamien perusteella laskettiin alueen ainetaseet (ajanjaksolle 7.4. - 22.5.1995). Sivuvirtaamien pitoisuuksiksi on oletettu samat pitoisuudet kuin tulva-alueelta poistuvan veden pitoisuudet ovat. Tulokset on esitetty graafisesti kuvissa 20, 21 ja 22 (kuvissa aika-akselilla aika on esitetty vuorokausina simuloinnin alusta, 16. vuorokausi on siis 7.4.1995 ja 61. vuorokausi 22.5.1995)

Ero tulevien ja poistuvien ainemäärien välillä on seuraava:

	Meno-Tulo	Osuus tulevasta ainemäärästä
Kiintoaine	- 57 t	4 %
Fosfori	189 kg	6 %
Typpi	2,3 t	4 %

Havaintojen perusteella liukoisten ravinteiden osuus kokonaispitoisuudesta oli seuraava (keskiarvo):

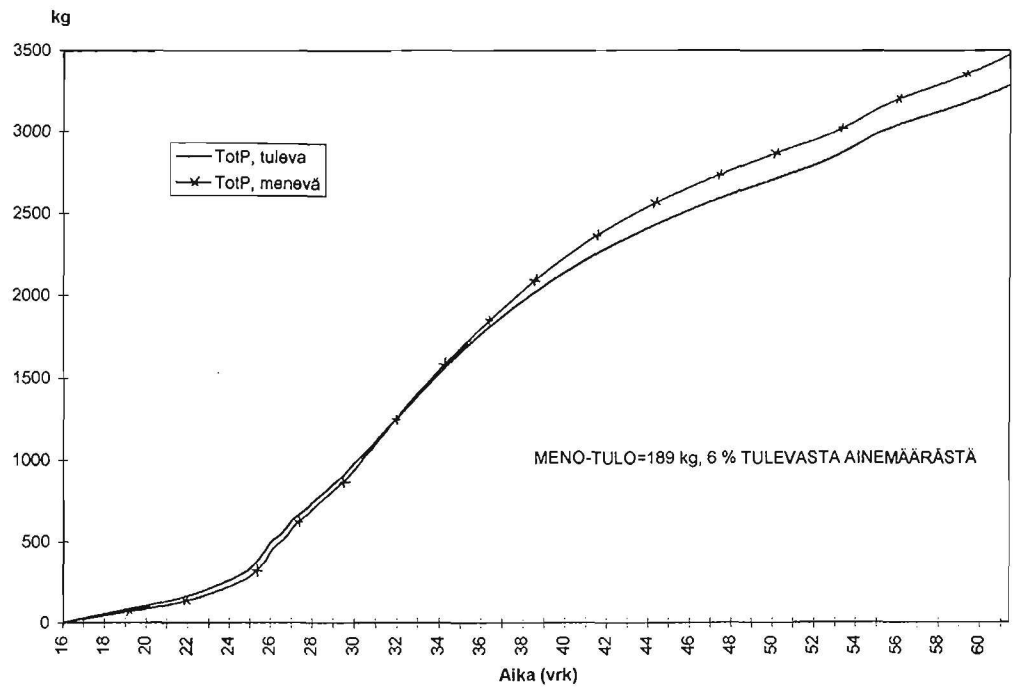
Liuk/Tot	Nummenjoki, yläp.	Pusulanjoki	Nummenjoki, alap.
Fosfori	0,32 (min=0,20 max=0,39)	0,44 (min=0,37 max=0,54)	0,38 (min=0,28 max=0,47)
Typpi	0,56 (min=0,41 max=0,61)	0,65 (min=0,55 max=0,70)	0,61 (min=0,48 max=0,66)



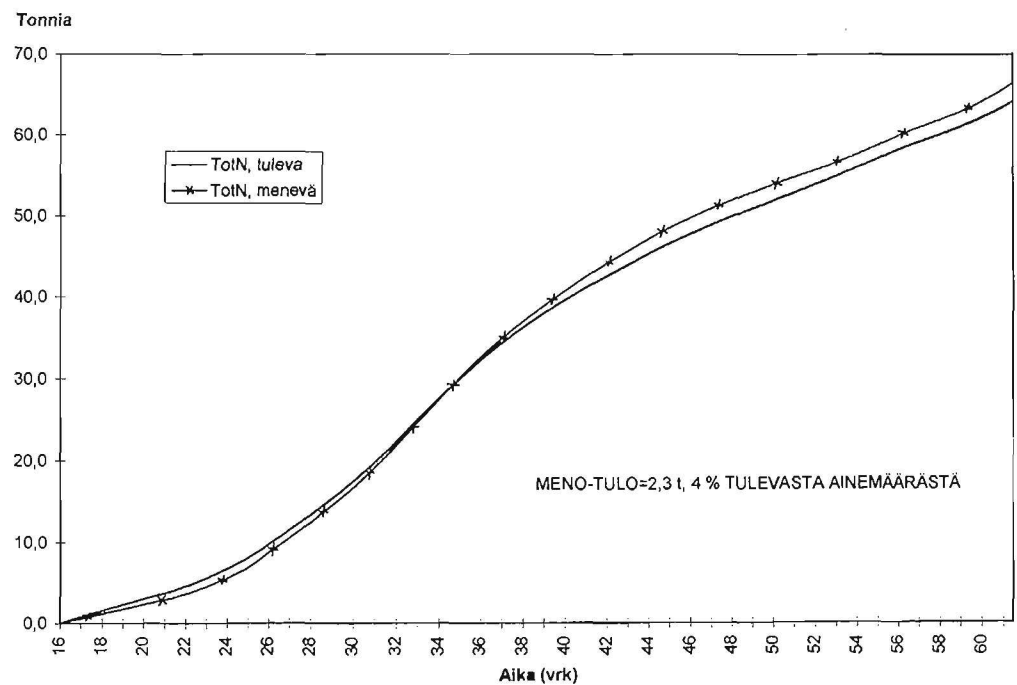
Kuva 20. Tulva-alueelle tulevan ja sieltä poistuvan kiintoaineen kumulatiiviset määrät havaintojen perusteella.

4.3 Simulointi ja tulokset

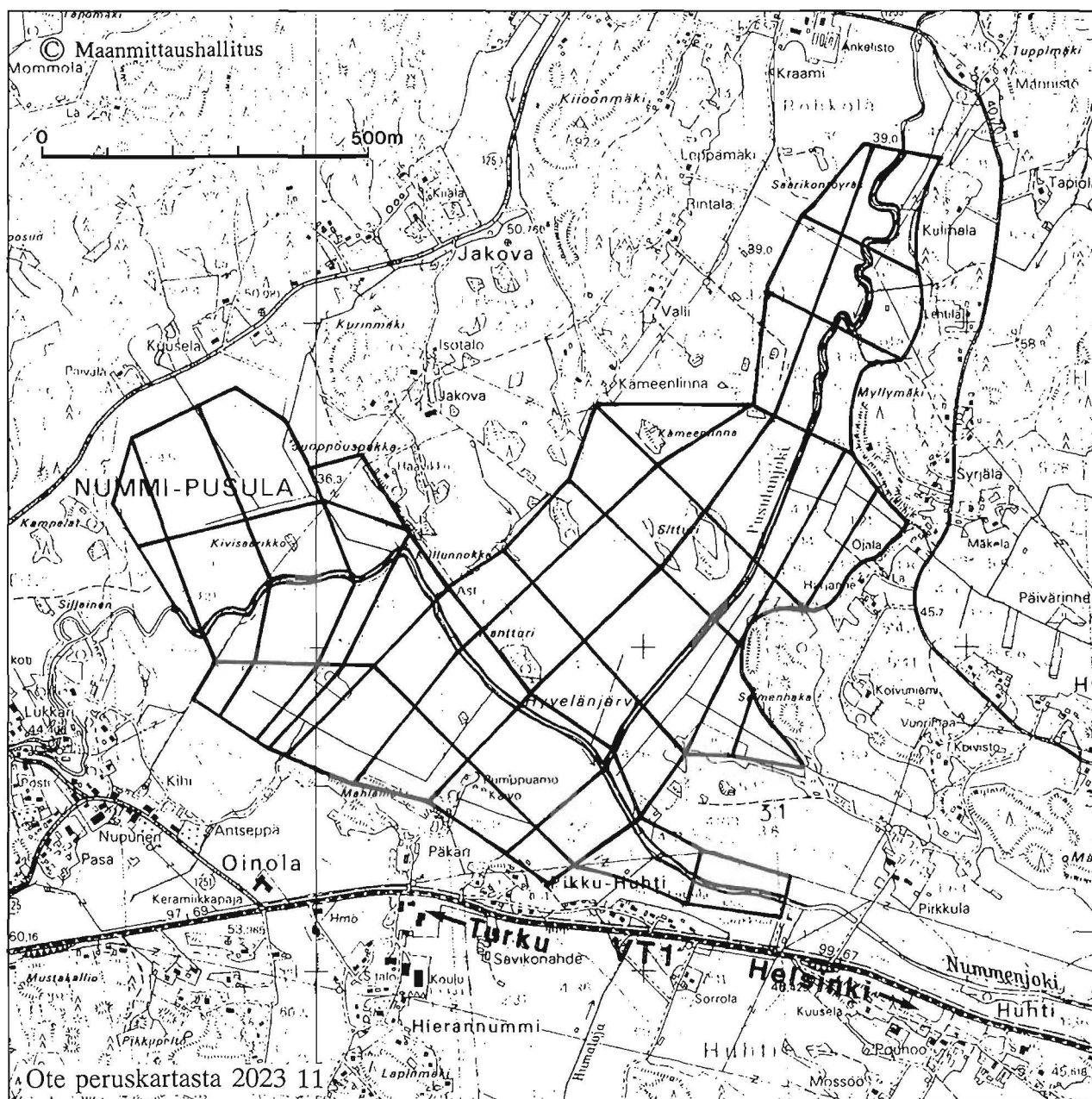
Mallilla simuloitiin tulvaveden virtausta ja laatua. Maaveden virtaus ja laatu eivät olleet laskennassa mukana. Mallia varten tulva-alue jaettiin 85 soluun, joiden välisiä virtauksia laskettiin (ks. kuva 23). Kullekin solulle annettiin virtausmalliin topografiatiedot, korkeus-pinta-alakäyrät, solujen välisen yhteyden laatu ja Manningin kerroin. Ainevirtausmallissa annettiin soluille lähtötietoina maan eroosioherkkyyttä kuvaavat parametrit, sedimentoitumista kuvaavat parametrit sekä ravinteiden reaktioiden kertoimet ja eksponentit.



Kuva 21. Tulva-alueelle tulevan ja sieltä poistuvan fosforin kumulatiiviset määrät havaintojen perusteella.



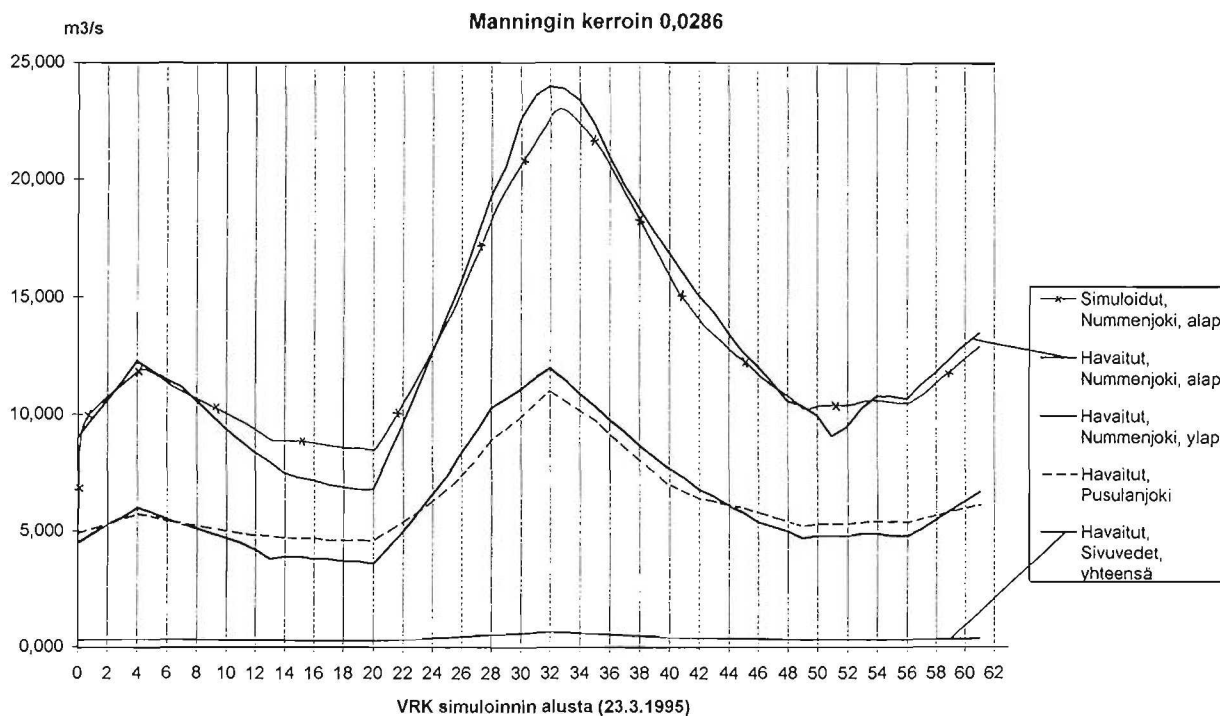
Kuva 22. Tulva-alueelle tulevan ja sieltä poistuvan typen kumulatiiviset määrät havaintojen perusteella.



Kuva 23. Tulva-alueen jako laskentasoluihin.

Tulovirtaamina käytettiin havaittuja virtaamia (määritetty vedenkorkeushavaintojen ja purkautumiskäyrien perusteella). Sivuvesiä oletettiin tulevan alueelle neljästä suunnasta. Alapuolisena reunaehtona käytettiin Nummenjoen alapuoliselle asteikolle määritettyä purkautumiskäyrää. Sadanta oletettiin sen vähäisyyden vuoksi nollassa.

Hydrologinen malli kalibroitiin ajanjaksolle 23.3.-22.5.1995 (23.3. = 0 vrk, 22.5. = 61 vrk). Tulokset on esitetty kuvassa 24 ja 25. Ero simuloidun ja havaitun virtaaman välillä selittyy mm. purkautumiskäyrästä, jotka eivät ole yksiselitteisiä. Lisäksi alueen kuvaus mallissa saattaa poiketa nykyisestä esimerkiksi maanpinnan korkeuksien osalta. Alueelle tuleva vesimäärä on saman suuruinen kuin simuloitu poistuva vesimäärä.



Kuva 24. Simuloitu menovirtaama tulva-alueelta ja havaitut tulo- ja menovirtaamat.

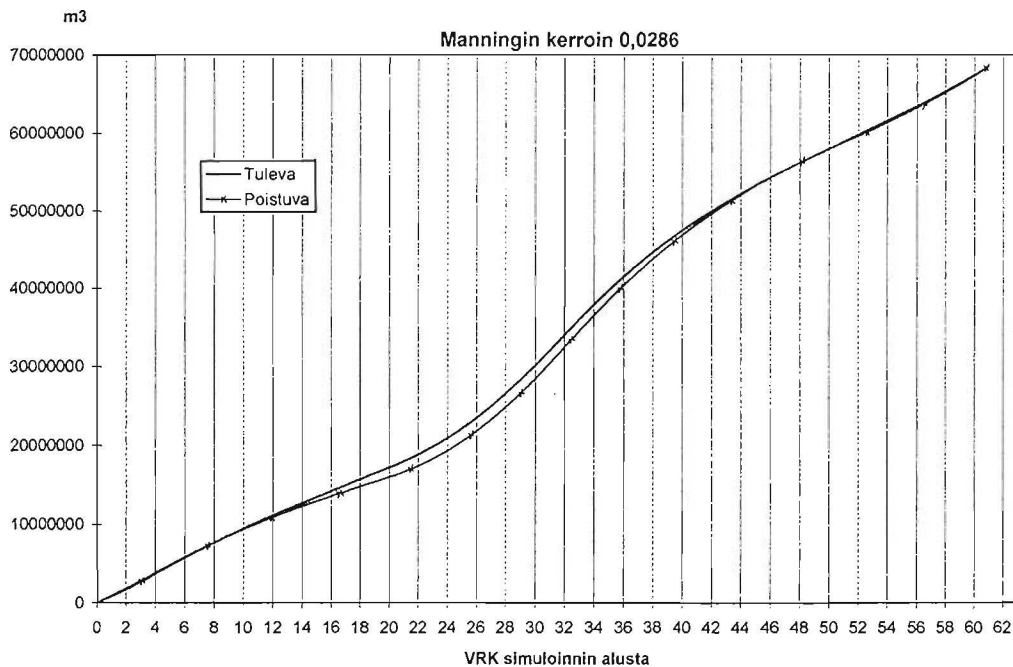
Hydrologisen mallin laskentatulosta käytettiin ainekuormitusmallin lähtötietona. Ainevirtaamien simulointi aloitettiin ajanhetkestä 7.4.1995 (16. vrk). Reunaehtoina olivat havaitut tulovirtaamien kiintoainepitoisuudet sekä liukoisien ja sitoutuneen ravinteiden pitoisuudet. Liukoisien ravinteiden osuuden kokonaisravintepitoisuudesta oletettiin pysyvän vakiona tulevissa pitoisuuksissa. Havaintojen perusteella osuus pysyy likimain vakiona, joten laskennassa käytetty osuus määritettiin laskemalla havainnoista keskiarvo.

Aluksi simuloitiin aineiden kulkeutumista tulvaveden mukana ilman eroosiota, sedimentoitumista tai reaktioita. Dispersio ja diffuusio ovat laskennassa mukana.

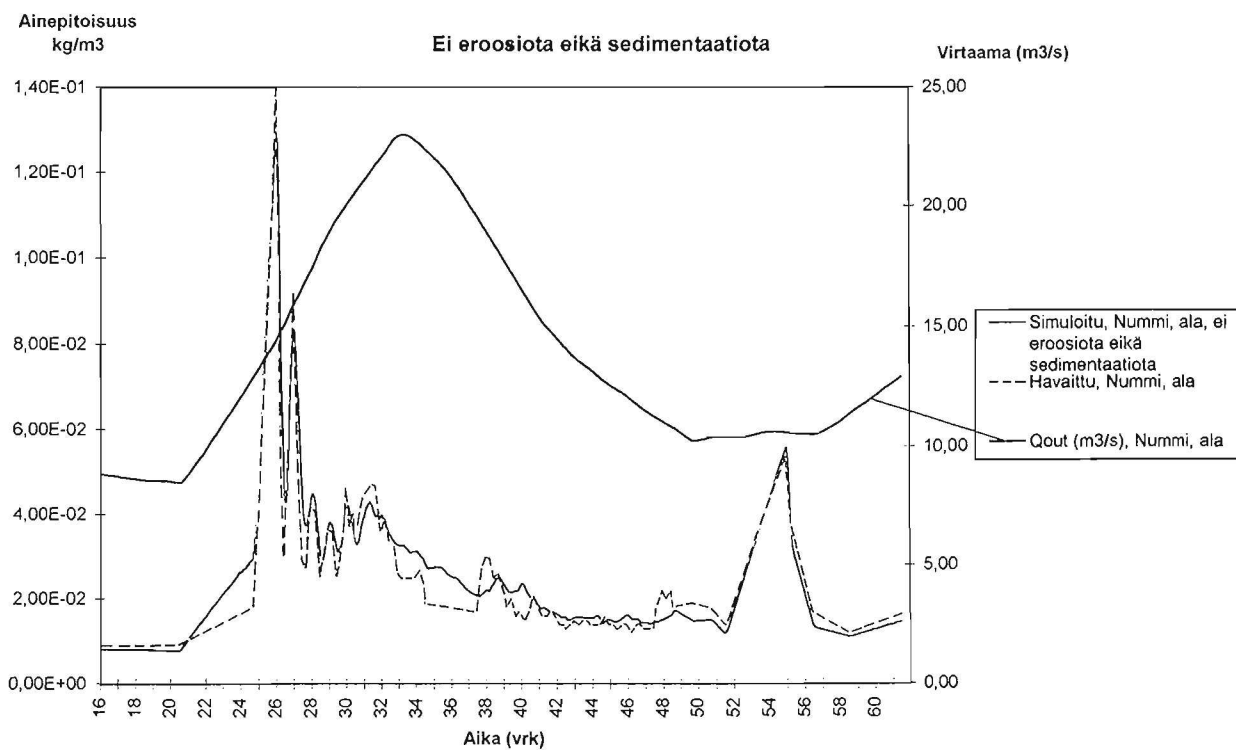
Tulokset osoittavat simuloitujen pitoisuuksien seuraavan hyvin havaittuja pitoisuuksia tulva-alueelta poistuvassa vedessä (kuvat 26, 27, 28).

Nummenjoen tulvan vaikutus kiintoaine- ja ravinnekuormitukseen näyttää kevään -95 havaintojen perusteella olevan niin pieni, ettei sen perusteella voida päätellä, jääkö pellolle kiintoainetta ja ravinteita vai huuhtoutuuko niitä sieltä. Havaintojen perusteella lasketut suhteelliset erot kokonaisainemäärissä (4-6 %) ovat niin pieniä, että niiden voidaan katsoa mahtuvan havaintotarkkuuksien rajoihin.

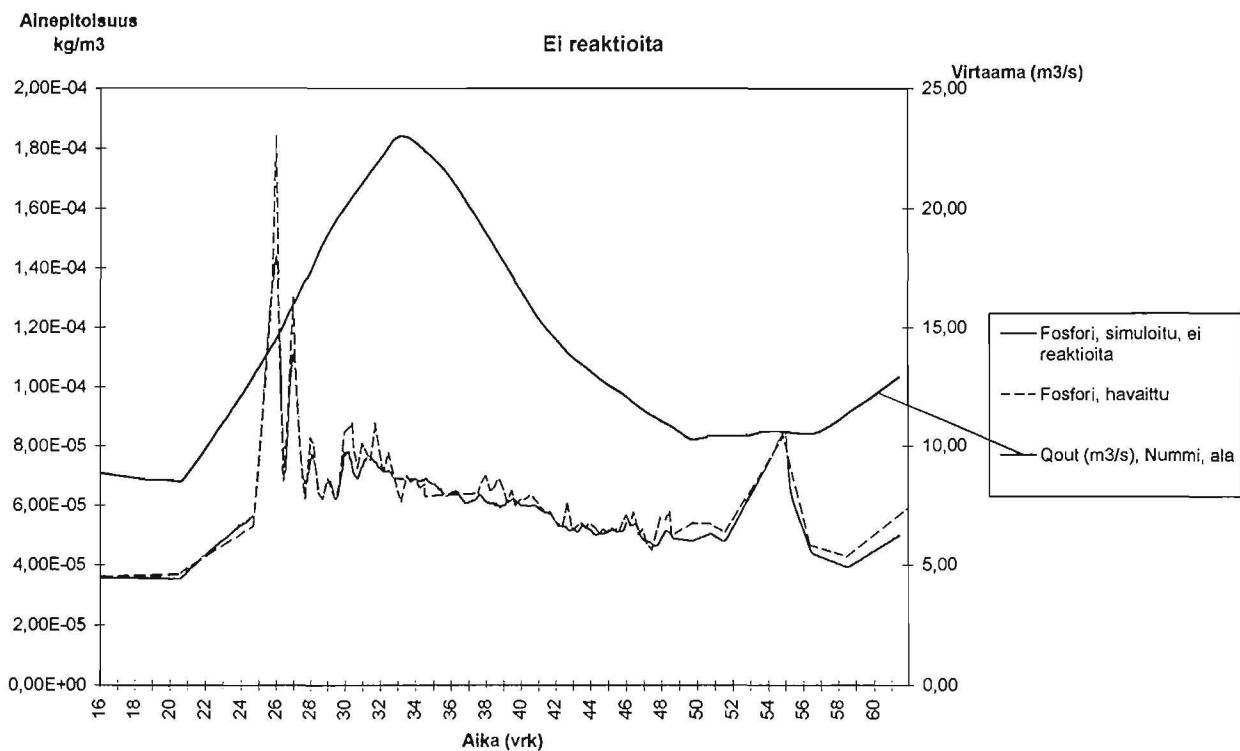
Mallin tarkempi kalibrointi pienten erojen vuoksi ei ole mielekästä. Mallilla tehtiin joitakin simulointeja kalibroittavien parametrien herkkyyksien arvioimiseksi. Tulokset on esitetty oheisissa kuvissa 29-37.



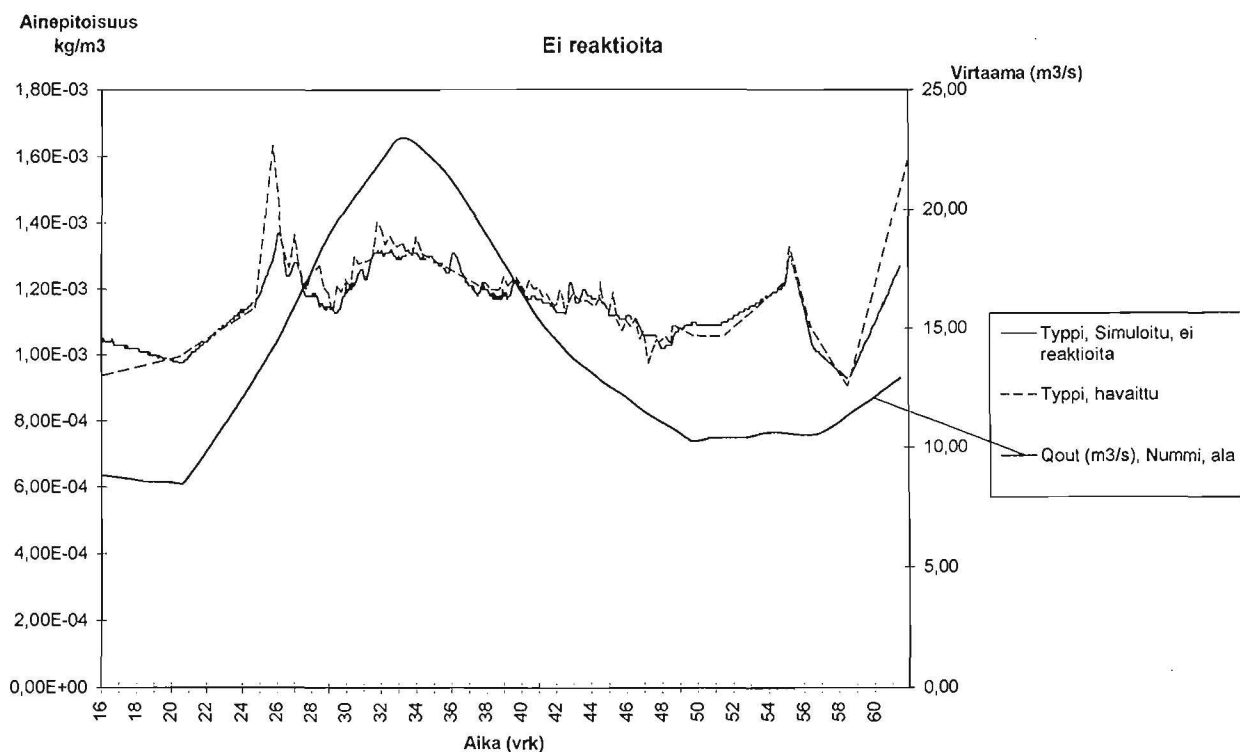
Kuva 25. Kumulatiiviset vesimäärät. Tulovirtaamat laskettu havaintojen perusteella, menovirtaama simulointitulosten perusteella.



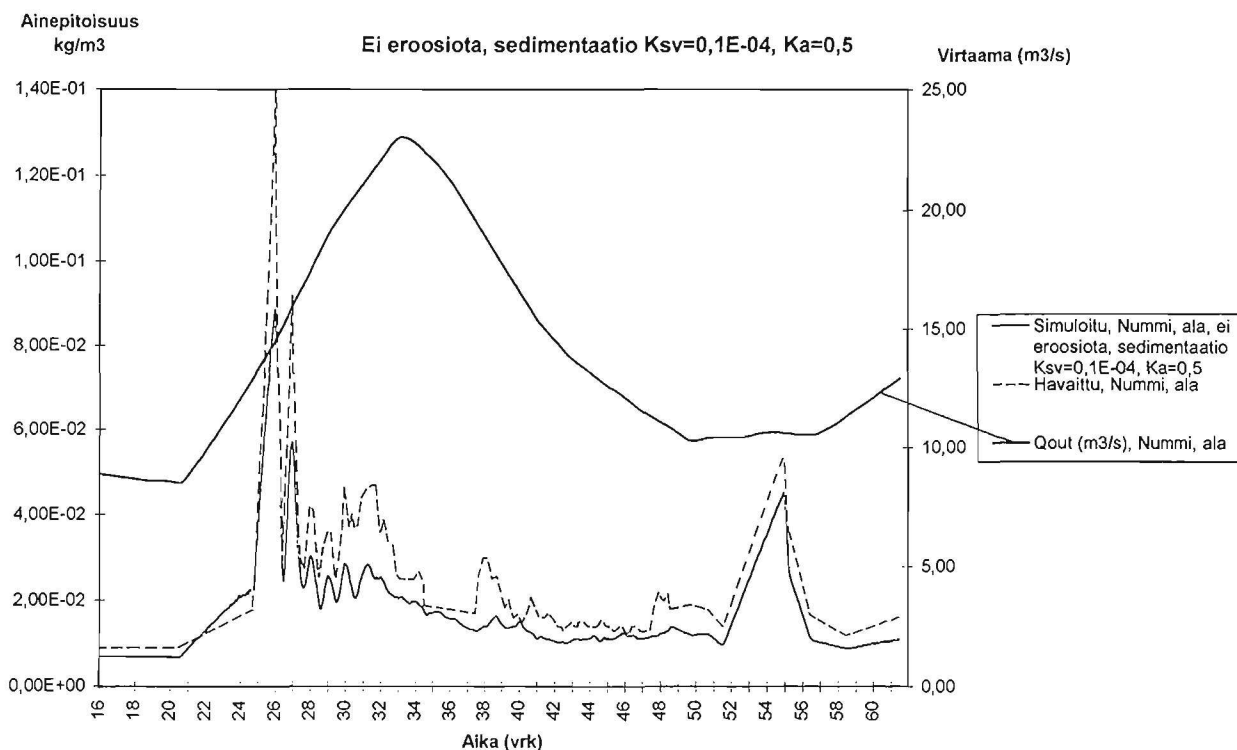
Kuva 26. Simuloitu kiintoainepitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Tulevat pitoisuudet havaintoja. Laskennassa ei ole mukana eroosiota eikä sedimentaatiota.



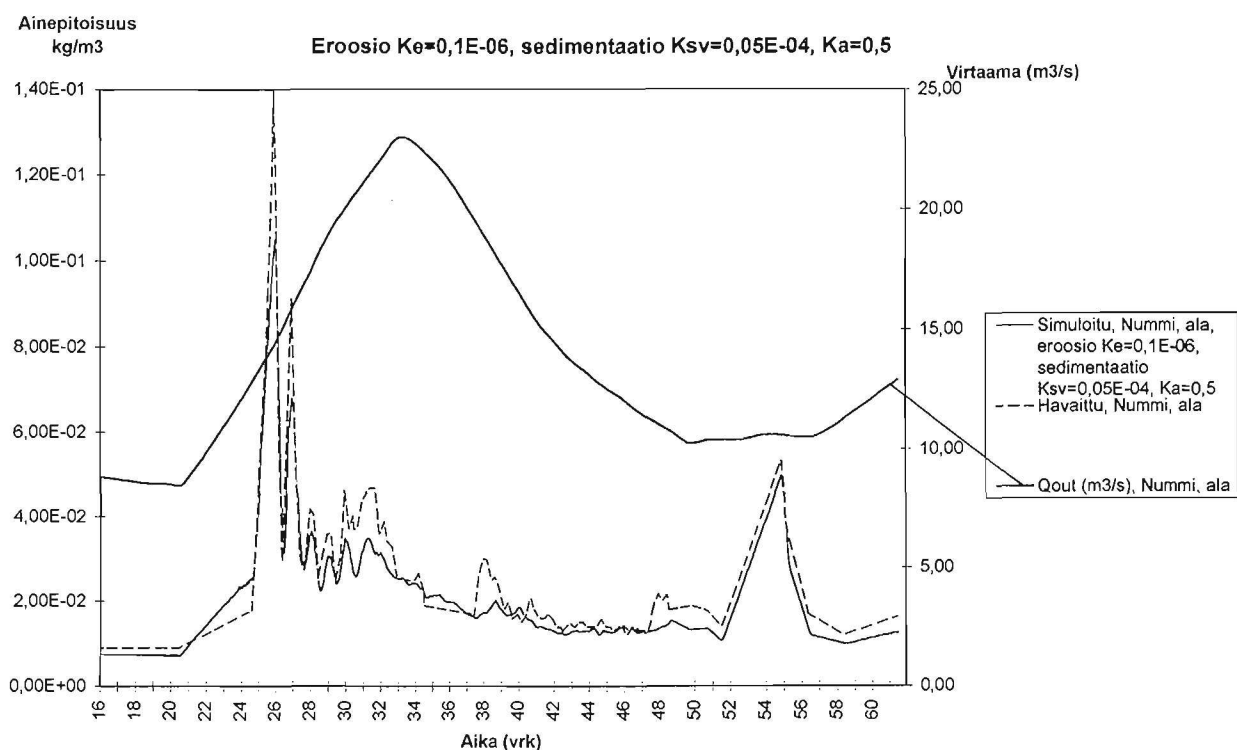
Kuva 27. Simuloitu fosforipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Tulevat pitoisuudet havaintoja. Laskennassa ei ole mukana fosforin reaktioita.



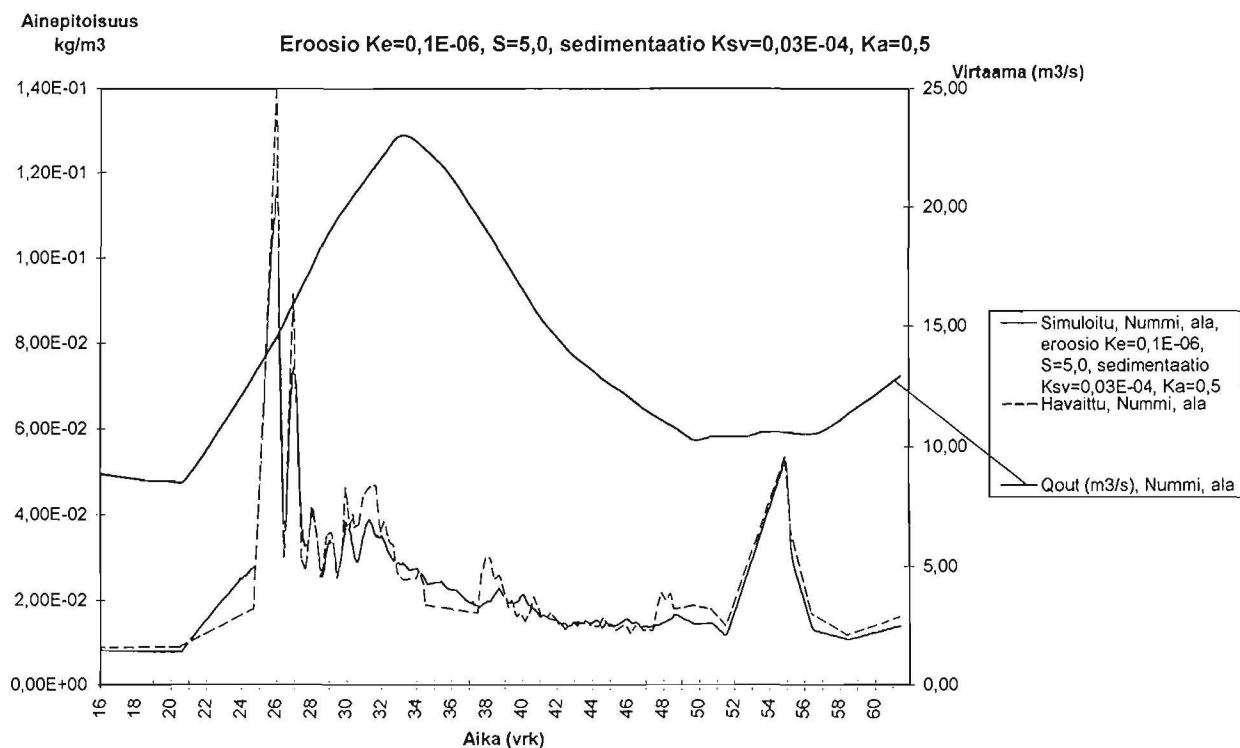
Kuva 28. Simuloitu typpipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Tulevat pitoisuudet havaintoja. Laskennassa ei ole mukana typen reaktioita.



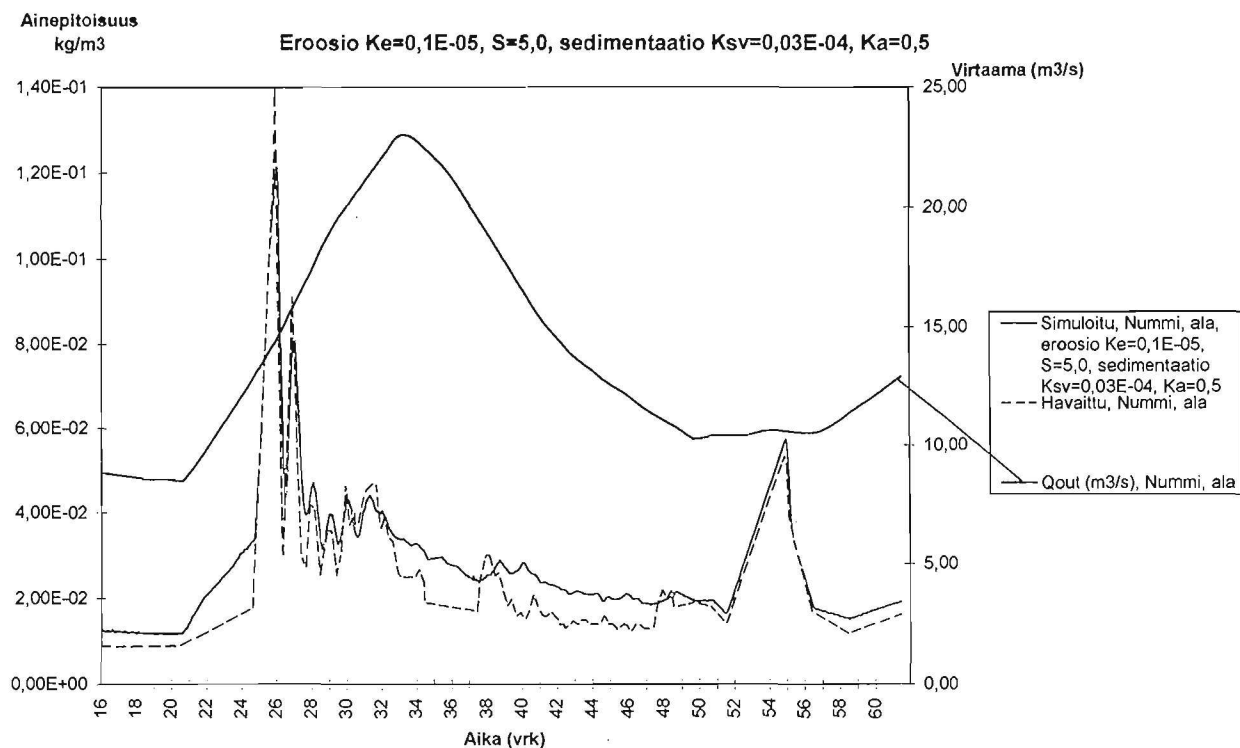
Kuva 29. Simuloitu kiintoainepitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Ei eroosiota. Sedimentaatio $K_{sv}=0,1E-04$, $K_a=0,5$.



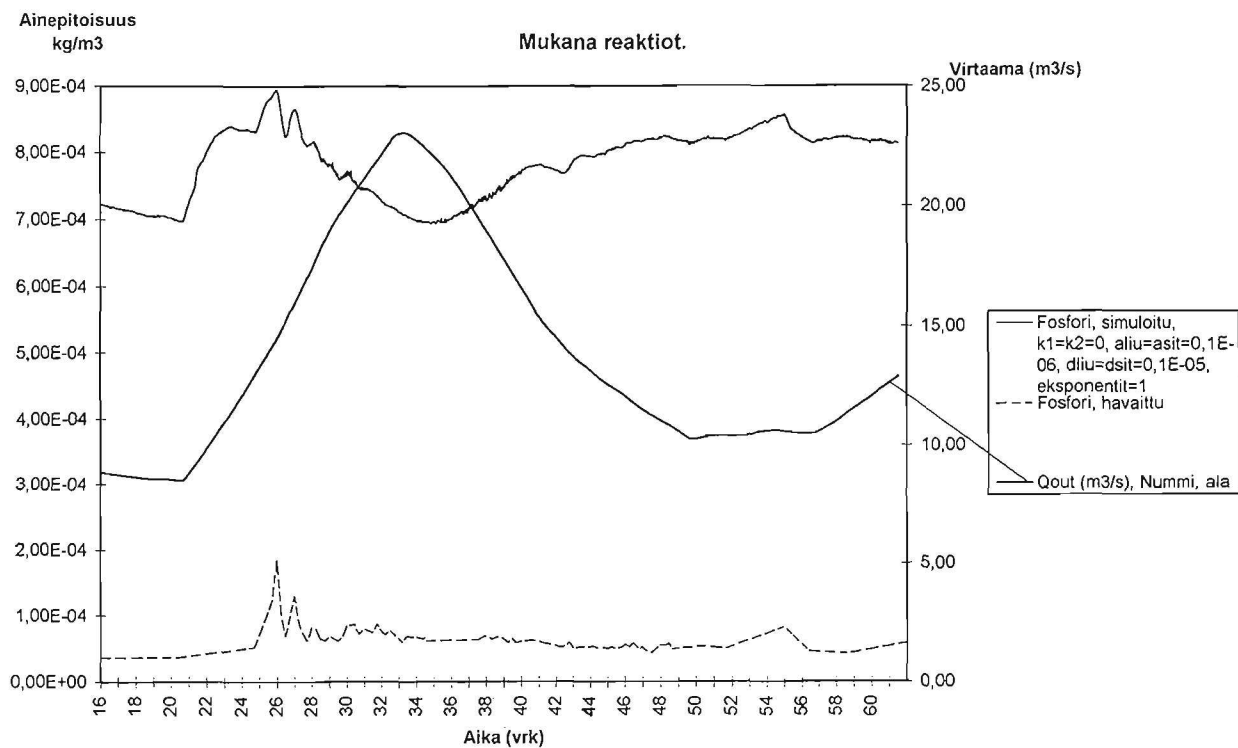
Kuva 30. Simuloitu kiintoainepitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Eroosio $K_e=0,1E-06$. Sedimentaatio $K_{sv}=0,05E-04$, $K_a=0,5$.



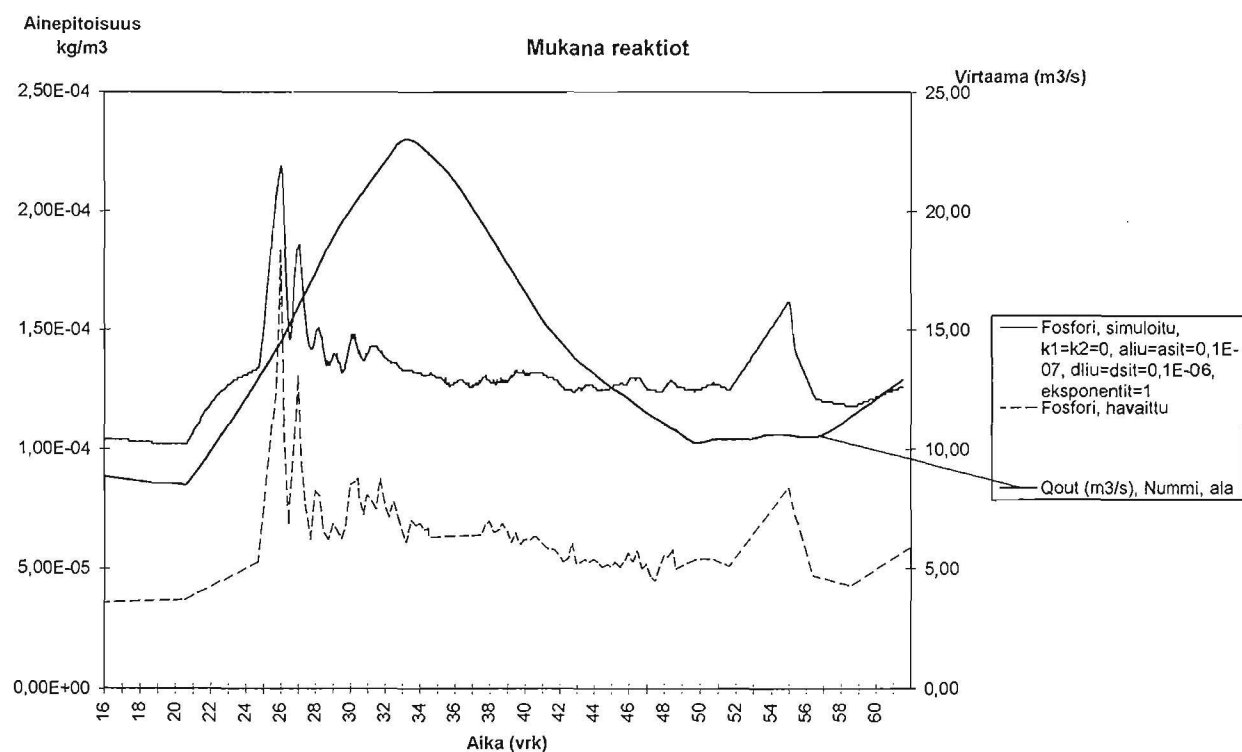
Kuva 31. Simuloitu kiintoainepitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Erosio $K_e=0,1E-06$. $S=5,0$. Sedimentaatio $K_{sv}=0,03E-04$, $K_a=0,5$.



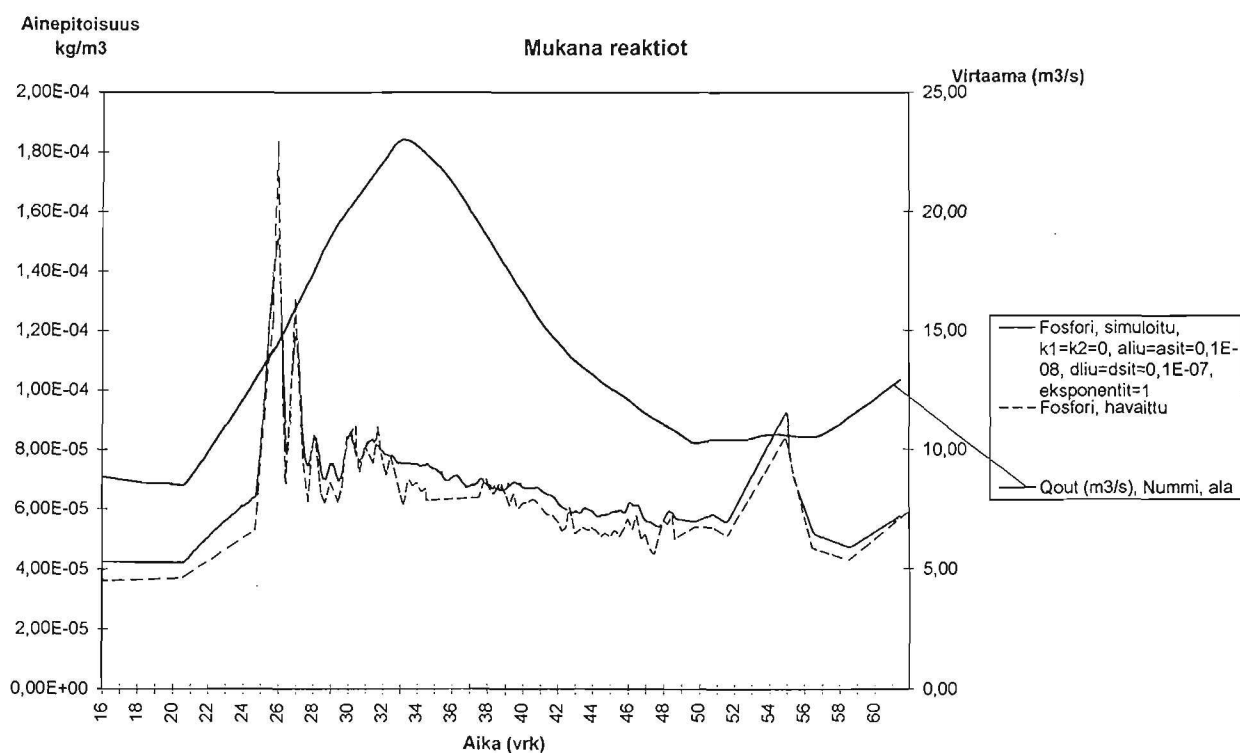
Kuva 32. Simuloitu kiintoainepitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. Erosio $K_e=0,1E-05$. $S=5,0$. Sedimentaatio $K_{sv}=0,03E-04$, $K_a=0,5$.



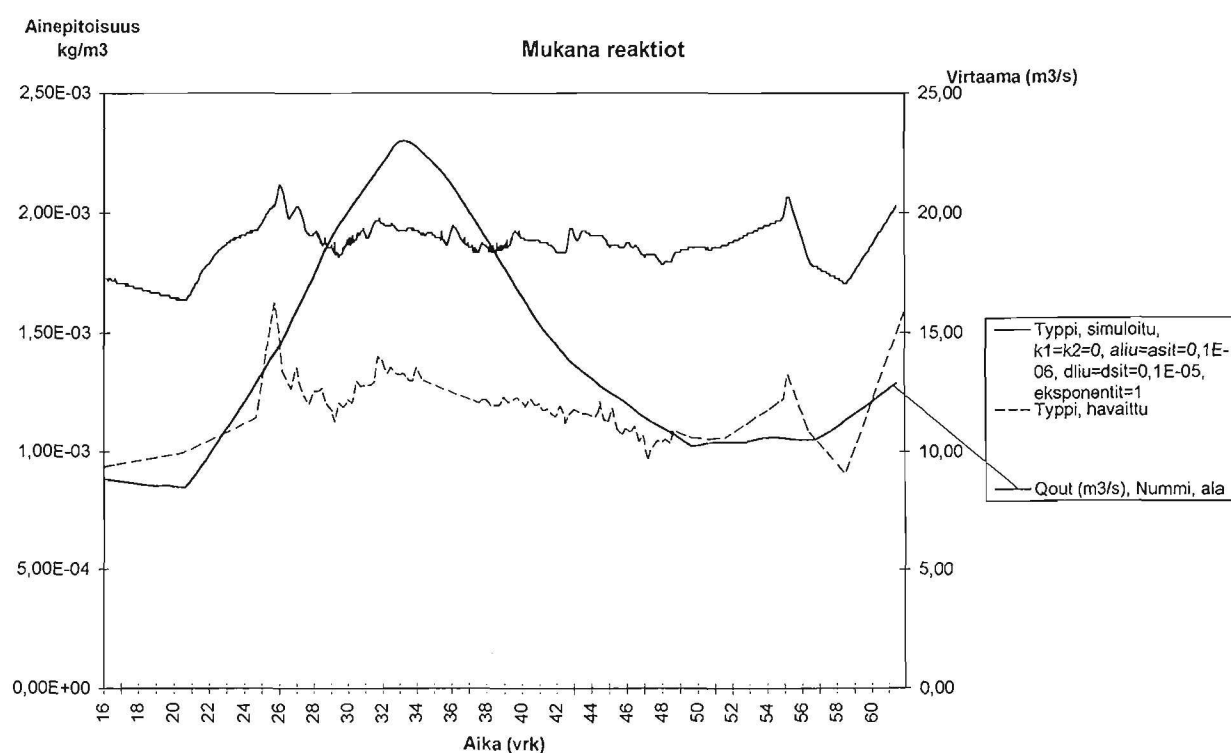
Kuva 33. Simuloitu fosforipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. $k_1=k_2=0$, $aliu=asit=0,1E-06$, $dliu=dsit=0,1E-05$. Eksponentit=1



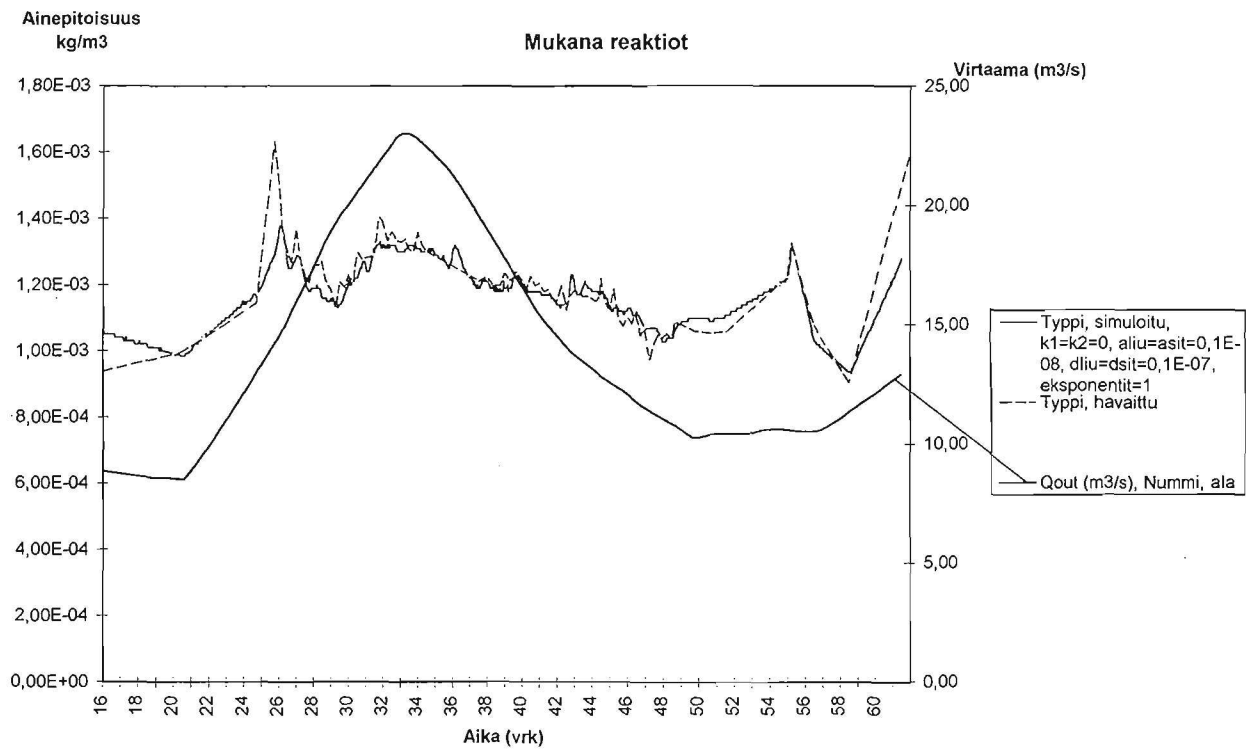
Kuva 34. Simuloitu fosforipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. $k_1=k_2=0$, $aliu=asit=0,1E-07$, $dliu=dsit=0,1E-06$. Eksponentit=1



Kuva 35. Simuloitu fosforipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. $k_1 = k_2 = 0$, $aliu = asit = 0,1E-08$, $dliu = dsit = 0,1E-07$. Eksponentit = 1



Kuva 36. Simuloitu typpipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. $k_1 = k_2 = 0$, $aliu = asit = 0,1E-06$, $dliu = dsit = 0,1E-05$. Eksponentit = 1



Kuva 37. Simuloitu typpipitoisuus tulva-alueelta poistuvassa vedessä. $k_1=k_2=0$, $aliu=asit=0,1E-08$, $dliu=dsit=0,1E-07$. Eksponentit = 1

Tulvan kuormitusvaikutusta kuvaavan mallin kehitys aloitettiin vuonna 1991. Vuoden 1995 loppuun mennessä mallinnuksessa tultiin vaiheeseen, jossa mallin kehittäminen alussa suunniteltuun tarkoitukseen ilman uusia mittaustuloksia ei enää ollut mahdollista.

Projektin aikana mittaustuloksia yritettiin kerätä kahdelta alueelta, ensin Vöyrinjoelta ja myöhemmin Nummenjoelta. Vöyrinjoella tulvia ei esiintynyt ja tutkimus siirrettiin Nummenjoelle. Nummenjoelta kerätyt yhden tulvan havainnot osoittavat melkoisella varmuudella sen, että tulva-alue suhteessa joen virtaamaan ja siinä virtaaviin ainemääriin on tämän tutkimuksen tarpeisiin nähden liian pieni. Merkittäviä eroja alueelle tulevan ja sieltä poistuvan typen, fosforin ja kiintoaineen määrien välillä ei esiintynyt. Mallin kaibrointi osoitti sen kykenevän simuloimaan tulvaveden virtausta ja aineiden kulkeutumista varsin luotettavasti.

Projektissa saatujen kokemusten perusteella tulvan ja sen eri osatekijöiden havainnointi on hankalaa. Tulvan esiintyminen on satunnaista. Havaintoasemien rakentaminen ja havaintovalmiuden ylläpitäminen kuluttavat niukkoja taloudellisia sekä henkilöresursseja. Jatkossa havainnointi lienee mielekkäintä keskittää suurille tulva-alueille, vaikka havainnoinnin luotettavuus aine- ja vesitaseiden osalta siitä kärsisi. Etuna olisi kuitenkin tulvien toistuvuus ja todennäköisesti mittauksilla esille saatava tulva-alueen vaikutus ainevirtoihin. Lisäksi suurilta tulva-alueilta on yleensä jo olemassa varsin kattavasti havaintotuloksia, joita voitaisiin hyödyntää mallinnuksessa.

Mallikehityksen eri vaiheessa siihen on tehty useita parannuksia, jotka ovat liittyneet eri prosessien matemaattiseen kuvaukseen, yhtälöiden ratkaisuun sekä myös itse tietokoneohjelmaan. Kehitystyön tuloksena on syntynyt malli, jonka numeerinen ratkaisu on toimiva. Ilman havaintoaineistoa mallin kehittämistä voi tapahtua ainoastaan ratkaisualgoritmien ja ohjelmakoodin osalta. Sovellettavia numeerisia ratkaisuja voidaan testata erilaisilla kuvitteellisilla esimerkeillä.

Mallin käyttöä varten sen käyttöliittymää (lähtötietojen syöttö, tulosten esitys) tulee kehittää. Solumallin muodostaminen ja tietojen syöttäminen on aikaavievä ja virheille altis työvaihe, jota voitaisiin helpottaa ja nopeuttaa graafisen käyttöliittymän avulla. Malli tulostaa tiedostoon suuren määrän numeerista dataa, jonka havainnollinen esittäminen tietojen tulostusohjelman avulla helpottaisi tulosten analysointia ja esittämistä.

Osamalleista tulvaveden virtausta ja aineiden kulkeutumista kuvaavat mallit ovat pisimmälle vietyjä ja eniten testattuja. Sen sijaan maavesimalli on jäänyt vähälle huomiolle. Tulevaisuudessa sen mukana pitäminen ei ole mielekasta, koska jo havainnointi mallia varten on hyvin hankalaa. Maaveden virtauksella ei liene ratkaisevaa vaikutusta kuormituksen suuruuteen, kun verrataan sen

aiheuttamaa kuormitusta tulvapellolta kuormitukseen vastaavalta pellolta, jolle tulva ei nouse.

Mikäli maaveden virtausmalli halutaan yhdistää tulvakuormitusmalliin, voitaisiin hyödyntää HAPSU-projektissa kehitettyä maavesimallia (Hutka ym. 1996. Happamien sulfaattimaiden ionivirtausmalli). Malli on tässä esitettyyn malliin verrattuna huomattavasti yksityiskohtaisempi, se ottaa huomioon mm. roudan ja maaperän rakoilun vaikutuksen maaveden virtaukseen.

Kehitettyssä mallissa on osittain samoja komponentteja kuin yksinkertaisemmissa hajakuormitusmalleissa. Tulevaisuudessa mallin kehittäminen voisi suuntautua esimerkiksi juuri monikäyttöisten kuormitusmallien suuntaan. Eräänä mahdollisuutena saattaisi olla mallin kehittäminen peltoviljelyn kuormituksen pienentämiseksi rakennettavien kosteikkojen suunnittelun työvälineeksi.



- Anderson, J.M., Leonard, M.A., Ineson P. 1990. Lysimeters with and without tree roots for investigating the role of macrofauna in forest soils. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems: Field Methods, Application and Interpretation*. S. 347 - 355.
- Azam, F. 1990. Comparative Effects of Organic and Inorganic Nitrogen Sources Applied to Flooded Soil on Rice Yield and Availability of Nitrogen. *Plant and Soil* 125 (2), s. 255-262.
- Baldwin, L.B., Campbell, K.L., Bottcher, A.B., Capece, J.C., Bureson, R. 1987. Computer-Aided Approach to Agricultural Flood Hazard Management in Florida. Florida Water Resources Research Center. Publication no. 99. 112 s.
- Bengtson, R.L., Carter, C.E., Morris, H.F. & Bartkiewicz, S.A. 1986. Improving Surface Water Quality with Subsurface Drainage. *Proceedings of International Seminar on Land Drainage*, 9. -11.7.1986. Otaniemi, TKK. S. 356 - 365.
- Bengtson, R.L., Carter, C.E., Morris, H.F. & Kowaleczuk, J.G. 1984. Reducing Water Pollution with Subsurface Drainage. *Transactions of the ASAE*, 27, 1, s. 1219-1225.
- Bergström, S., Brand, M., Gustafson, A. 1987. Simulation of runoff and nitrogen leaching from two fields in southern Sweden. *Hydrological Sciences - Journal*. 32, 6, s. 191-205.
- Boddy, L. Loyd, D. 1990. Portable mass spectrometry: A Potentially useful ecological tool for simultaneous, continuous measurement of gases in situ in soils and in sediments. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems: Field Methods, Application and Interpretation*. S. 139 - 152.
- Brink, N. 1984. Faktorer som påverkar växtnäringsförluster i åkermark. Jordbrukets förorening av vattenmiljön. Tjugonde nordiska symposiet om vattenforskning, 8. - 10.5.1984. Helsingfors, Nordforsk, miljövårdsserien, publikation 2. S. 79-88.
- Brink, N., Gustafson, A. & Persson, G. Förluster av kväve, fosfor och kalium från åker. Uppsala, Sveriges lantbruksuniversitet. Avdelning för vattenvård. Ekohydrologi 4. S. 7 - 57.
- Brinkmann, W.L.F. 1983. Dissolved and suspended loads of the regulated River Nidda in the Rhine-Main area. *Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships*. IAHS Publication no. 141. S. 347-357.
- Campbell, C. A., Stewart, D.W., Nicholaichuk, W., Biederbeck, V.O. 1974. Effects of growing season soil temperature, moisture, and $\text{NH}_4\text{-N}$ on soil nitrogen. *Canadian Journal of Soil Sciences* 54. S. 403-412.
- Campbell, C. A., De Jong, R., Zentner, R. P. 1984. Effect of cropping, summerfallow and fertilizer nitrogen on nitrate-nitrogen lost by leaching on a brown Chernozemic loam. *Canadian Journal of Soil Sciences* 64. S. 61-67.
- Cunge, J.A. 1975. Two-dimensional Modelling of Flood Plains. *Unsteady Flow in Open Channels*. S. 705-731.
- Dickey, E.C., Fennster, C. R., Laflen, J.M., Mickelson, R.H. 1983. Effects of Tillage on Soil Erosion in a Wheat-Fallow Rotation. *Transactions of the ASAE*, 26,3, s. 814-820.
- Dighton, J., Mason, P.A., Harrison, A.F. 1990. The use of ^{32}P tracer to measure phosphate uptake by mycorrhizas of birch in the field. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems. Field Methods, Application and Interpretation*. England. S. 389 - 399.

- Freney, J. R., Trevitt, A. C. F., De Datta, S. K., Obcemea, W. N., Real, J. G. 1990. The Interdependence of Ammonia Volatilization and Denitrification as Nitrogen Loss Processes in Flooded Rice Fields in the Philippines. *Biology and Fertility of Soils*. 9 (1), s. 31-36.
- Foster, G.R. 1982. Modelling the Erosion Process. *Hydrologic Modelling of Small Water Sheds*. S. 297-380.
- Foster, G.R., Young, R.A., Römkens, M.J.M., Onstad, C.A. 1985. Processes of Soil Erosion by Water. *Soil Erosion and Crop Productivity*. USA. S. 137-162.
- Free, G., Bay, C.E. 1969. Tillage and Slope Effects on Runoff and Erosion. *Transactions of the ASAE*, 12, 2, s. 209-211.
- Gee, M.D., Anderson, M.G., Baird, L. 1990. Large-Scale Floodplain Modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*. 15, s. 513-523.
- Goulding, K.W.T., Webster, C.P., Powlson, D.S., Poulton, P.R., Abu Bakar, R. 1990. Direct methods for estimating denitrification losses of nitrogen fertilisers. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems. Field Methods, Application and Interpretation*. England. S. 153-163.
- Haan, C.T., Johnson, H.P., Brakensiek, D.L. 1982. *Hydrologic modelling of small watersheds*. The American Society of Agricultural Engineers. 533 s.
- Harrison, A.F., Ineson, P., Heal, O.W.(toim.) 1990. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems. Field Methods, Application and Interpretation*. England. 454 s.
- Hartikainen, H. 1979. Phosphorus and its reactions in terrestrial soils and lake sediments. *Journal of the Scientific Agricultural Society of Finland*. 51, s. 537-624.
- Hartikainen, H. 1983. Effect of Liming on Phosphorus in Two Soils of Different Organic Matter Content, 1. Changes of Native and Applied Phosphorus in Incubation Experiment. *Journal of the Scientific Agricultural Society of Finland*, 55, s. 345-354.
- Hartikainen, H. 1990. Maaperän vaikutus vesistökuormitukseen. *Maatalouden vesiensuojelu*. Oulun vesistötutkimuspäivät 3. - 4.4.1990. Vesi- ja ympäristöhallituksen monistesarja, nro. 245, s. 31 -36.
- Hutka, R., Laitinen, T., Holmberg, M., Maunula, M., Schultz, T. 1996. Happamien sulfaattimaiden ionivirtausmalli. *Suomen ympäristö* 8.
- Jaakkola, A. Ylärinta, T. 1985. Effect of nitrification inhibitors on nitrogen uptake by barley in a pot experiment. *Annales Agriculturae Fenniae*, 24, s. 77-87.
- Kajosaari, E. 1965. Huomioita fosforin huuhtoutumisesta vesistöihin. *Vesitalous* 3. S. 17 - 25.
- Karvonen, T. 1986. Maaperän happamoitumisen ennustamisesta. *Sovellettu hydrologia*. Vesiyhditys r.y. S. 367-373.
- Karvonen, T.1986. Systeemianalyysi vesitaloudessa. *Sovellettu hydrologia*. S. 324-373.
- Karvonen, T. Aarrevaara, H. Säätsäläojituksestako apu maatalouden ravinnepestöihin. *Vesitalous*, 32, 2, s. 39-44.
- Kauppi, L. 1978. Effect of drainage basin characteristics on the diffuse load of phosphorus and nitrogen. *Vesientutkimuslaitoksen julkaisu* 30. S. 21-41.
- Kauppi, L. 1979. Phosphorus and nitrogen input from rural population, agriculture and forest fertilization to watercourses. *Vesientutkimuslaitoksen julkaisu* 34. 12 s.
- Kauppi, L. 1982. Testing the applicability of the CREAMS model to estimation of agricultural nutrient losses in Finland. *Vesientutkimuslaitoksen julkaisu*, 49, s. 30-39.
- Kauppi, L. 1984. Contributing of agricultural loading to the deterioration of surface waters in Finland. *Vesientutkimuslaitoksen julkaisu* 57, 11 s.
- Kowalenko, C.G. 1987. The dynamics of inorganic nitrogen in a fraser valley soil with and without spring or fall ammonium nitrate applications. *Can. J. Soil Sci*: 67, 367-382.
- Leyval, C. 1990. The interactions between micro-organisms, minerals and forest tree roots: lysimeters in a greenhouse. *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems: Field Methods, Application and Interpretation*. S. 335 - 346.
- Lundsten, S., Sevola, P. ja Rekolainen, S. 1991. Tulvan vaikutus ravinnehuuhtoutumiin pelloilta Kyrönjoella. *Vesitalous* 32:1, s. 24 - 27.
- Mansikkaniemi, H. 1985. Sedimentation and water quality in the flood basin of the river Kyrönjoki in Finland. *Fennia* 163:1, s. 155 - 194.

- Mussaari, I. 1974. Maatalous ja sen vaikutus vesistöjen kuormittajana Lounais-Suomessa. Vesihallituksen tiedotus 70. 232 s.
- Novak, L.T., Adriano, D.C., Coulman, G.A., Shah, D.B. 1975. Phosphorus Movement in Soils: Theoretical Aspects. *Journal of Environmental Quality*. 4, 1, s. 93-98.
- Novotny, V. 1986. A review of hydrological and water quality models used for simulation of agricultural pollution. *Developments in Environmental Modelling* 10. Agricultural Nonpoint Source Pollution: Model Selection and Application. S. 9-35.
- Novotny, V., Chesters, G. 1981. Handbook of nonpoint pollution. Van Nostrand Reinhold Company, USA. 555 s.
- Patankar, S. V. 1980. Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. 193 s.
- Pekkarinen, M. 1979. Ravinteiden huuhtoutuminen Siuntionjoen vesistöalueella. Diplomityö Teknillisessä korkeakoulussa. 225 s.
- Rao, P.S.C., Jessup, R.E., Reddy, K.R. 1984. Simulation of nitrogen dynamics in flooded soil. *Soil Science*, 138, 1, s. 54-62.
- Rekolainen, S., Kauppi, L. 1988. Assessment of the Finnish Agriculture 2000 Program: Effects of Nutrient Losses. Ecologically Sustainable Development of the Biosphere. Austria, IASA, 81, 24 s.
- Ritchie, J. C., McHenry, J.R. 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. *Journal of Environmental Quality* 19:2, s. 215-233.
- Rekolainen, S. 1989. Phosphorus and nitrogen load from forest and agricultural areas in Finland. *Aqua Fennica* 19:2, s. 95 - 107.
- Saarela, I. 1989. Huuhtooko tulva fosforia. *Koetoiminta ja käytäntö* 46 (54).
- Sharpley, A.N., Syers, J.K., O'Connor, P.W. 1976. Phosphorus Inputs into a Stream Draining an Agricultural Watershed. I: Sampling. *Water, Air and Soil Pollution* 6, s. 39-52.
- Schulte-Wülwer-Leidig, A. ja Mollenhauer, K. 1986. Runoff processes and dissolved substances during flood events in small differentially used drainage areas. Dissolved loads of rivers and surface water quantity/ quality relationships. IAHS Publication no. 141. S 121-130.
- Shah, D.B., Coulman, G.A., Novak, L.T., Ellis, B.G. 1975. A Mathematical Model for Phosphorus Movement in Soils. *Journal of Environmental Quality*. 4, 1, s. 87-92.
- Singh, B. P., Das, M. Singh, B. N., Prasad, R. N. Effect of Flooding on Availability of Some Nutrients and Rice Growth on Wetland Rice Soils. *Journal of the Indian Society of Soil Science* 38 (1), s. 77-81.
- Singh, Y., Beauchamp, E. G. 1988. Nitrogen transformations near urea in soil with different water potentials. *Can. J. Soil. Sci.* 68:569-576.
- Sippola, J., Yläntä, T. 1985. Mineral nitrogen reserves in soil and nitrogen fertilization of barley. *Annales Agriculturae Fenniae*, 24: 117-124.
- Skaggs, R.W., Gilliam, J.W. 1981. Effect of Drainage System Design and Operation on Nitrate Transport. *Transactions of the ASAE*, s.929-934.
- Skaggs, R. W., Gilliam, J. W. 1986. Modelling Subsurface Drainage and Water Management Systems to Alleviate Potential Water Quality Problems. *Agricultural Nonpoint Source Pollution: Model Selection and Application. Developments in Environmental Modelling*, 10. S. 295-318.
- Skaggs, R. W., Karvonen, T., Kandil, H. 1991. Predicting Soil Water Fluxes in Drained Lands. As ASAE Meeting Presentation. Paper No. 923090. The American Society of Agricultural Engineers. 1991 International Summer Meeting. 24 s.
- Stevenson, F. J. 1986. Cycles of Soil. Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulphur, Micronutrients. USA. 380 s.
- Vakkilainen, P. 1986. Haihdunta. *Sovellettu hydrologia. Vesiyhdistys r.y.* S. 64-81.
- Vakkilainen, P. 1986. Maavedet. *Sovellettu hydrologia. Vesiyhdistys r.y.* S. 82-93.
- White, R. E. 1979. Introduction to the Principles and Practice of Soil Science. Blacwell Scientific Publications. Great Britain. 198 s.
- Walling, D. E., Bradley, S. B. 1990. Some applications of caesium-137 measurements in the study of erosion, transport and deposition. *Erosion, Transport and Deposition Processes. IAHS Publication no. 189.* S. 179 - 203.

Walling, D.E., Bradley, S.B., Lambert, C.P. 1986. Conveyance losses of suspended sediment within a flood plain system. Drainage Basin Sediment Delivery. IAHS Publication no. 159, s. 119-131.

Walling, D.E., Webb, B. W. 1982. The design of sampling programmes for studying catchment nutrient dynamics. Hydrological Research Basins and their Use in Water Resources Planning. Proceedings of the International Symposium in Bern. 3, s. 747-758.

Wetzel, R. G. 1975. Limnology. 743 s.

White, R.E. 1979. Introduction to the Principles and Practise of Soil Science. Blackwell Scientific Publications. 198 s.

Kuvailulehti

Julkaisija	Suomen ympäristökeskus	Julkaisu-aika Joulukuu 1996
Tekijä(t)	Ismo Tiainen, Timo Laitinen ja Titta Schultz	
Julkaisun nimi	Tulvan aiheuttaman vesistökuormituksen mallintaminen	
Julkaisun osat/ muut saman projektin tuottamat julkaisut		
Tiivistelmä	<p>Vuonna 1991 aloitetun tulvakuormituksen mallinnusprojektin tavoitteena oli luoda työkalu tulvan kuormitusvaikutuksen arviointiin. Työn alussa laadittiin kirjallisuuskatsaus ja kerättyjen tietojen pohjalta muodostettiin matemaattinen malli. Tässä julkaisussa on esitetty kirjallisuuskatsaus, matemaattisen mallin kuvaus ja kalibrointitulokset.</p> <p>Tulvan vaikutusta kuormitukseen säätelevät veden virtausnopeus pellolla, alueelle tulevan veden määrä ja ainepitoisuus sekä maaperän kemialliset ja fysikaaliset ominaisuudet ja niissä vesipeiton seurauksena tapahtuvat muutokset. Kehitetty malli sisältää veden virtauksen, aineiden kulkeutumisen ja reaktioiden matemaattiset kuvaukset. Tulvaveden virtausta kuvataan 2-dimensioisesti ja maaveden virtausta 1-dimensioisesti.</p> <p>Mallin kalibrointi osoitti sen kykenevän simuloimaan tulvaveden virtausta ja aineiden kulkeutumista varsin luotettavasti. Saatujen kokemusten perusteella tulvan ja sen eri osatekijöiden havainnointi on hankalaa ja käyttökelpoisten mittaustulosten määrä projektin aikana jäi vähäiseksi. Mallin kehittäminen tai soveltaminen alkuperäiseen tarkoitukseensa ei ole tähän mennessä kerätyllä aineistolla mahdollista. Tulevaisuudessa mallia voitaisiin kehittää esimerkiksi peltoviljelyn kuormituksen pienentämiseksi rakennettavien kosteikkojen suunnittelun työvälineeksi.</p>	
Asiasanat	tulva, tulvasuojelu, tulvantorjunta, hajakuormitus, ympäristövaikutukset, malli, ympäristövaikutusten arviointi	
Julkaisusarjan nimi ja numero	Suomen ympäristökeskuksen moniste 48	
Julkaisun teema		
Projektihankkeen nimi ja projektin numero		
Rahoittaja/ toimeksiantaja		
Projektiryhmään kuuluvat organisaatiot		
	ISSN	ISBN
	Sivuja 99	Kieli Suomi
	Luottamuksellisuus Julkinen	Hinta
Julkaisun myynti/ jakaja	Suomen ympäristökeskus Asiakaspalvelu Puh. (09) 40300 100 Telefax (09) 40300 190	
Julkaisun kustantaja	Suomen ympäristökeskus	
Painopaikka ja -aika	Suomen ympäristökeskus, Helsinki 1996	

Documentation page

Publisher	Finnish Environment Institute	Date	December 1996
Author(s)	Ismo Tiainen, Timo Laitinen and Titta Schultz		
Title of publication	Modelling of the agricultural loading caused by floods		
Parts of publication/ other project publications			
Abstract	<p>The objective of the project was to create a tool for the estimation of the amount of loading caused by floods. At the beginning of the project a literature review was carried out, and based on the findings, a mathematical model was created. In this publication the literature review, description of the mathematical model and calibration results are presented.</p> <p>The factors affecting the amount of the loading caused by the flood are the flow velocity on the field, the amount of water and its concentration, and the chemical and physical characteristics of the soil. The model simulates the water flow, transportation of the solid matter and nutrients, and their reactions. The flood flow sub-model is two-dimensional, and the soil water sub-model is one-dimensional.</p> <p>The calibration of the model showed, that the model simulates the water flow and the transportation of the solid matter and the nutrients sufficiently. However, the in-situ monitoring of the different factors regulating the loading proved to be very difficult; the amount of the applicable monitoring data obtained during the project was small. The further development or utilization of the model for its original purpose is not possible with the data collected so far. In the future the model could be developed for the designing of the constructed wetlands, which are built to diminish the agricultural loading.</p>		
Keywords	flood, flood protection, flood prevention, nonpoint pollution, environmental impact, model, environmental impact assessment		
Publication series and number	Miniograph Series of Finnish Environment Institute no 48		
Theme of publication			
Project name and number, if any			
Financier/ commissioner			
Project organization			
	ISSN	ISBN	
	No. of pages 99	Language Finnish	
	Restrictions Public	Price	
For sale at/ distributor	Finnish Environment Institute Client Service Tel + 358 9 40300 100 Fax + 358 9 40300 190		
Financier of publication	Finnish Environment Institute		
Printing place and year	Finnish Environment Institute, Helsinki 1996		
Other information			

